

MADEN TETKİK VE ARAMA ENSTİTÜSÜ YAYINLARINDAN

Veröffentlichungen des Instituts für Lagerstättenforschung der Türkei

No. 112

Geologischer Bau, Magmatismus und
Lagerstätten der östlichen Hekimhan-
Hasançelebi Zone (Ostanatolien)

EROL İZDAR



1962

ANKARA, 1963



Digitized by the Internet Archive
in 2026

MADEN TETKİK VE ARAMA ENSTİTÜSÜ YAYINLARINDAN

Veröffentlichungen des Instituts für Lagerstättenforschung der Türkei

No. 112

Geologischer Bau, Magmatismus und
Lagerstätten der östlichen Hekimhan-
Hasançelebi Zone (Ostanatolien)

EROL İZDAR



ANKARA, 1963

*Inaugural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Hohen Naturwissen-
schaftlichen Fakultät der Ludwig Maximilians-Universität zu München*

1. Berichterstatter : Prof. Dr.-Ing. A. Maucher
2. Berichterstatter : Prof. Dr. R. Dehm

Einreichung der Arbeit: April 1962
Mündl. Prüfung: 25.7.1962

V O R W O R T

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Professor Dr.-Ing. A. MAUCHER, dem ich hier für sein stetes Interesse und für die wertvollen Ratschläge und Unterstützung im Gelände und im Institut herzlich danken möchte.

Dem staatlichen Institut für Lagerstättenforschung der Türkei (M.T.A. Enstitüsü), das durch seine finanzielle Unterstützung diese Arbeit ermöglicht hat, möchte ich an dieser Stelle besonders danken. Mein Dank gilt der Generaldirektion des Institutes, dem bisherigen Leiter der Lagerstättenabteilung Herrn Doz. Dr. M. TOKAY und seinem Nachfolger Herrn Dipl. Geol. R. AKOL, sowie dem Chefgeologen Herrn Dr. G. v.d. KAADEN.

Weiterhin bedanke ich mich bei Herrn Priv. Doz. Dr. H.J. SCHNEIDER für seine wertvolle Hilfe in Fragen der Tektonik und Herrn Dr. D.D. KLEMM für seine Ratschläge im petrographischen Teil.

Herrn Dr. J. BODECHTEL habe ich für seine freundliche Bemühungen bei der sprachlichen Korrektur des Manuskriptes besonders zu danken.

Die vorliegende Arbeit ist nicht zuletzt auch das Ergebnis der guten fachlichen und kameradschaftlichen Zusammenarbeit mit den Herren Dipl. Ing. R. ÖZDOĞAN und Dipl. Geol. H. v.d. MEER MOHR, bei denen ich mich hier ebenfalls bedanke.



INHALTSVERZEICHNIS

V

III. TEKTONIK DES HEKİMHAH-HASANÇELEBİ-GEBIETES	35
III. 1 TEKTONISCHER ÜBERBLICK	35
III. 2 DIE GROSSTRUKTUREN	37
III. 3 KLEINTEKTONISCHE MESSUNGEN	41
III. 4 ZUSAMMENFASSUNG	49
IV. LAGERSTÄTTEN	51
IV. 1 KURZER ÜBERBLICK	51
IV. 2 KURZE BESCHREIBUNG DER EINZELNEN VORKOMMEN DER ÖSTLICHEN HEKİMHAH-HASANÇELEBİ-ZONE (DIE LAGERSTÄTTE VON DEVECİ)	52
IV. 3 ERZBESCHREIBUNG	53
IV. 31 PRIMÄRERZE	54
IV. 32 SEKUNDÄRERZE (HUTERZE)	57
IV. 4 GENESE	57
V. GEOLOGISCHE GESCHICHTE	59
VI. TECHNISCHE DATEN	63
VII. ZUSAMMENFASSUNG	63
LITERATURVERZEICHNIS	66
LEBENS LAUF	71
ANLAGEN	72

I. EINLEITUNG

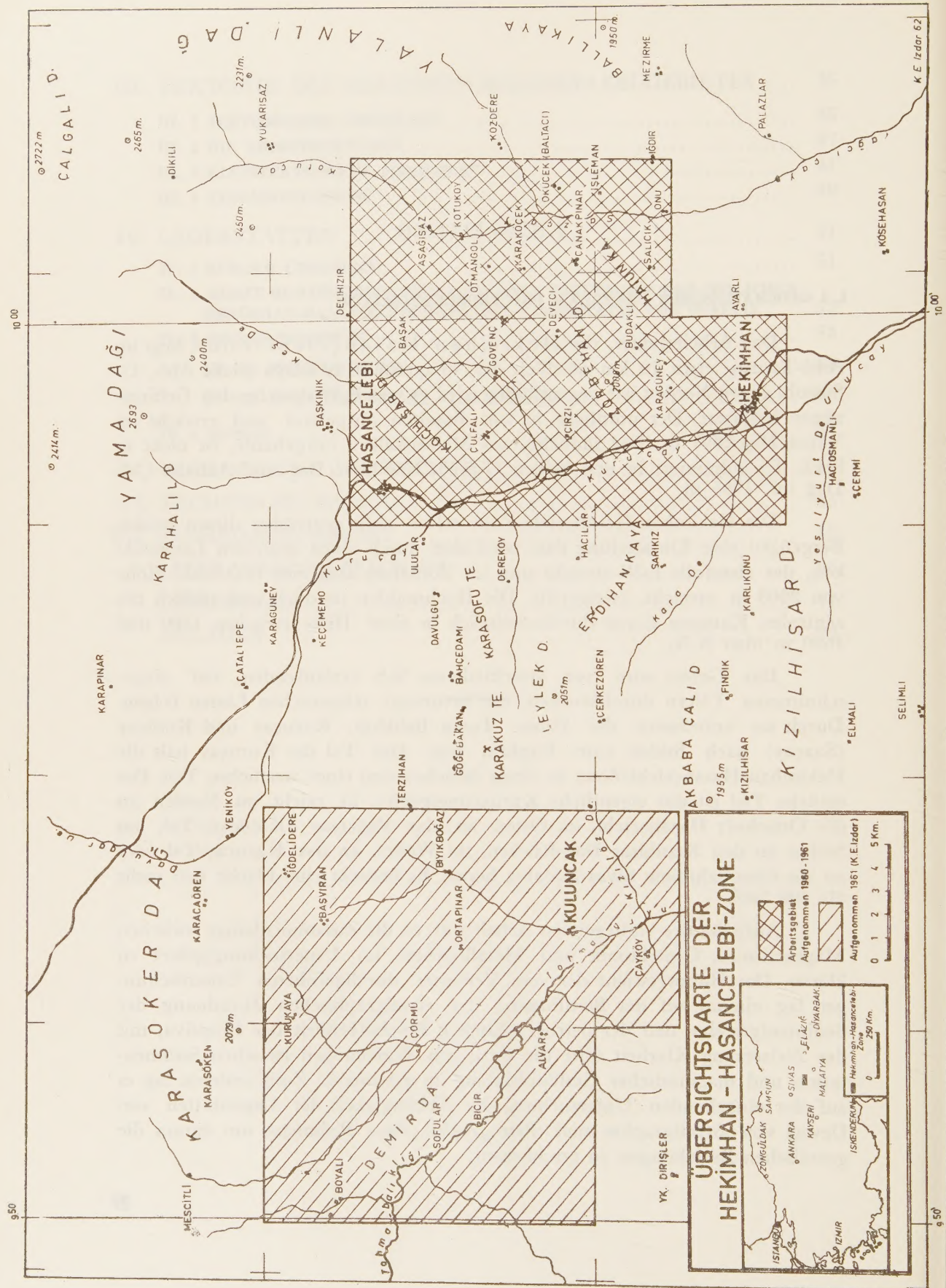
I. 1 GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK UND PROBLEMSTELLUNG

Das Arbeitsgebiet, die Hekimhan-Hasançelebi-Zone, liegt im Anti-Taurus, etwa 70 km nördlich der Vilayetstadt Malatya (siehe Abb. 1). Sowohl gegen Norden wie gegen Süden wird es von E-W-streichenden Gebirgszügen begrenzt. Der nördliche ist aus Basalten aufgebaut und erreicht im Yama Dağ 2693 m. Der südliche, aus Massenkalken aufgebaute, ist nicht so hoch. Er kulminiert in den beiden Gipfeln Kızılhisar Dağ und Akbaba Çalı Dağ mit 1955 m.

Die Hekimhan-Hasançelebi-Zone selbst stellt gegenüber diesen beiden Bergzügen eine Einsattelung dar, wird aber durch einen zentralen Längsrücken, der ebenfalls E-W streicht und im Zorbehan Dağ eine maximale Höhe von 2008 m erreicht, zweigeteilt. Die Hochmulden nördlich und südlich des zentralen Kammes liegen durchschnittlich in einer Höhe zwischen 1100 und 1600 m über N.N.

Das Gebiet wird von verschiedenen N-S verlaufenden, tief eingeschnittenen Tälern durchbrochen, die bevorzugt tektonischen Linien folgen. Durch sie entwässern die Flüsse Toma Bahklığı, Kuruçay und Kötüçay (Sazçay) nach Süden zum Euphrat hin. Das Tal des Kuruçay teilt die Hekimhan-Hasançelebi-Zone in einen östlichen und einen westlichen Teil. Der östliche Teil ist das eigentliche Kartierungsgebiet. Es reicht im Norden an die Ortschaft Hasançelebi, im Osten an das Yağcıçay (Kötüçay)-Tal, im Süden an den Kızılhisar Dağ-Rücken, im Westen an das Kuruçay-Tal oder an die Eisenbahnlinie Sivas-Malatya heran. Es bedeckt eine Fläche von mehr als 200 km².

Aufgabe der vorliegenden Arbeit war es, die Zusammenhänge zwischen Magmatismus, Geotektonik und Metallogenese im Untersuchungsgebiet zu klären. Das Hauptgewicht der vom Verfasser durchgeführten Untersuchungen lag einmal auf der Bestimmung der stratigraphischen Zuordnung der Sedimentgesteine und der petrographischen Beschaffenheit der Eruptiva, mit der Zielsetzung Klarheit über die zeitlichen Beziehungen zwischen Sedimentation und magmatischer Gesteinsbildung zu gewinnen. Zum anderen lag es auf der eingehenden Untersuchung der Abhängigkeit der Lagerstätten von Deveci von Stratigraphie und Petrographie ihres Rahmens, um daraus die genetischen Beziehungen zu erschliessen.



Der Durchführung der Arbeit kam zugute, dass sich infolge der gesteigerten Nachfrage nach Eisenerzen in der Türkei das Interesse des türkischen, staatlichen Institutes für Lagerstättenforschung (türkisch abgekürzt : M.T.A.-Enstitüsü) der Aufsuche und Erschliessung neuer Lagerstätten besonders in den letzten Jahren zuwandte. So konnte der Verfasser in den Sommermonaten 1960 im Rahmen dieser Arbeiten des M.T.A. eine geologische Kartierung im östlichen Umkreis von Hekimhan im Masstab 1 : 25 000 durchführen, bei der vor allem auch die Limonit-Siderit-Lagerstätte von Deveci neben Stratigraphie, Petrographie und Tektonik des Gebietes berücksichtigt werden konnte. Im Sommer 1961 wurden dann die von MAUCHER (1960) und von İZDAR (1961) vorgeschlagenen Aufschlussbohrungen durchgeführt. Dadurch fiel weiteres wichtiges Material für die Untersuchung der Lagerstätte an.

Die im Gelände gesammelten Gesteins-, Bohr- und Erzproben wurden vom Verfasser im Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München bearbeitet.

I. 2 ÄLTERE UNTERSUCHUNGEN UND IHRE ERGEBNISSE

Die erste geologische Erkundung des Taurus-Gebietes ist von TSCHIHATSHHEFF (1867-69) unternommen worden.

BLANCKENHORN (1891) machte einige Bemerkungen über die tektonischen Verhältnisse des südöstlichen Taurus, die teilweise mit der heutigen Auffassung übereinstimmen.

SCHAFFER (1901) beschäftigte sich eingehender mit den jungtertiären Sedimenten des südlichen Taurus-Gebietes, während er Einzelheiten der nördlicheren Zonen von den früheren Bearbeitern übernahm. FRECH (1912/16) untersuchte den Gebirgsbau der Tauriden im Bereich der Bagdad-Bahn. In der von ihm gezeichneten geologischen Karte gibt er für den grössten Teil der Sedimente und Eruptivgesteine des Hekimhan-Gebietes paläozoisches Alter an.

Die wesentlichen Untersuchungen des Gebietes stammen von CHAPUT (1936). Durch ihn wurde die Oberkreide-Serie von Hekimhan und ihre bis heute geltende Einteilung bestimmt. CHAPUT verdanken wir ausserdem die näheren Angaben über die bunte detritische Serie von Obereozän und Oligozän.

Ab 1937 liegt wieder eine Reihe neuerer Bearbeitungen vor, die durch das M.T.A.-Enstitüsü im Rahmen seiner lagerstättenkundlichen Interessen durchgeführt wurde.

So berichtete BLUMENTHAL (1938) ausführlich über den geologischen Bau der Hekimhan-Hasançelebi-Erzzone. Er kam mit seinen Beobachtungen unserer heutigen altersmässigen Einstufung am nächsten.

Berichte von POLDINI (1936), MÜLLER (1937), ZIEGLER (1937), KOVENKO (1938/40), ZIMMER (1952) befassen sich besonders mit der Erzlagstätte, aber nur wenig mit der Geologie ihrer Umgebung (in den Kapiteln über die Lagerstätten, wird auf diese Arbeiten nochmals näher eingegangen). Das Ziel ihrer Studien war das Auffinden neuer Erzlagerstätten, wobei Geologie und Tektonik vernachlässigt wurden.

1957 wurde unter anderem das Geologische Blatt 79/I (Hekimhan - Malatya Masstab 1 : 100 000) von GATTINGER revidiert. Jedoch kommen Einzelheiten in den Revisionsarbeiten von LOCHER (1959) auf dem gleichen Blatt viel klarer zum Ausdruck. Er übernahm die von BLUMENTHAL (1938) aufgestellte Gliederung und beschäftigte sich weiter mit der genaueren Festlegung der Grenze Oberkreide-Eozän.

II. DIE GESTEINE

II. 1 SEDIMENTÄRE BILDUNGEN

Am sedimentären Oberbau des Untersuchungsgebietes beteiligen sich (soweit die bisherigen Beobachtungen im Rahmen der östlichen Hekimhan - Hasangelebi-Zone es ermöglichen) die mit der Oberkreide (Campan)-Transgression beginnenden oberkretazischen und tertiären Bildungen, während im Unterbau nur die mit den Ophioliten vergesellschafteten Radiolarite und einige Reste leicht metamorpher Kalke vorkommen.

Bei der Beschreibung der Sedimentgesteine, besonders in der Oberkreide-Serie, wurde die Bezeichnung «Flysch» möglichst vermieden, weil die Sedimente in einem nicht allzu tiefen Becken und nicht in einem einsinkenden Trog einer alpinen «Vortiefe» abgelagert wurden. Es sei aber erwähnt, dass die Oberkreide-Serie von Hekimhan wegen ihrer faziellen Beschaffenheit öfters als «flyschartig» bezeichnet wurde.

II. 11 Die ältesten Kalke

Isolierte Reste von undefinierbaren Kalken, die auf dem Serpentin von Hekimhan liegen und gleichaltrig oder älter als die Radiolarite sind, können auf Grund ihrer auffälligen Ähnlichkeit mit den Divriker Kalken zur Kreide gerechnet werden. Sie werden in Divrik als das älteste Gestein des Gebietes angesehen, in das vermutlich auch die basischen bis ultrabasischen Gesteine (Serpentinite) eindringen (WIJKERSLOOTH, 1941; KLEMM, 1959). WIJKERSLOOTH fand in den höheren Teilen des Akdağ-Kalkes des Divrik-Gebietes eine Mikrofauna, die er durch spätere Bestimmungen ins Turon stellte. Das lässt ihn vermuten, dass die tieferen Kalkserien mit Radiolariten der mittleren bis unteren Kreide angehören.

Eine weitere Parallelisierung mit den fossiliferen und häufig hornsteinführenden, fast immer wohlgeschichteten und ziemlich mächtigen Turon-Schichten des südwestlich anschliessenden Gebietes (FRECH, 1912) war möglich.

Trotz dieser Vergleiche muss eine endgültige Entscheidung über das Alter dieser Kalkreste offenbleiben; denn bis jetzt sind keine Fossilien gefunden worden.

II. 12 Radiolarit-Hornstein-Serie (R.H.S.)

Diese Gesteine sind zwischen Kes Deresi und Sazlı Dere südlich des Dorfes Güvenç und in der südlichen Umgebung von Hekimhan auf dem Kızılceviz-Rücken (Loc: r: 06 300; h: 94 750)¹ aufgeschlossen.

Die Radiolarit-Hornstein-Serie (R.H.S.) besteht hauptsächlich aus dichten, normalerweise 1 bis 10 cm dicken Bänken, die öfters zu Linsen anschwellen und auskeilen. Die Bänke sind von wechselnd roter Färbung. Den Hornsteinbänken sind dünne, tonige, ebenfalls bunte Zwischenlagen eingeschaltet. In diesen regelmässig gebankten Hornsteinen sind auch manchmal aus sandig-tonigem Material gebildete quarzitähnliche «feinklastische» Lagen zu beobachten.

Die Färbung ändert sich von Lage zu Lage sehr rasch. Öfters kommen hellgrüne bis bräunliche Partien vor. Dunkelgraue bis schwarze, dünnbankige Zwischenlagen wegen ihres hohen Mangangehalts treten sehr spärlich auf.

Das südlich vom Dorf Güvenç aufgeschlossene Vorkommen liegt stark gefaltet und zusammengestaucht direkt auf den Basiten und Serpentinesteinen. An der Grenze ist eine 1-2 m mächtige, rosa gefärbte, marmorisierte Kalkbank vorhanden, die von Quarzadern durchsetzt wird. Die Mächtigkeit der aufgeschlossenen (gesamten) Folge beträgt hier 10-15 m, die fast ausschliesslich aus violettroten, sehr dünnen Radiolarit-Bänken besteht.

Viel mächtiger sind die Radiolarite südwestlich von Hekimhan auf dem Kızılceviz-Rücken aufgeschlossen. Ein Spezialprofil ist aus Abb. 2 zu ersehen. Das Liegende der ganzen Serie wird hier ebenfalls von Gabbros, Pyroxeniten und von Serpentinitten gebildet. Die Gesamtmächtigkeit der hier steil aufgerichteten und WNW-ESE-streichenden Serie erreicht 100-150 m.

In den aus den beiden Vorkommen vorliegenden Schliffen beobachtet man unter dem Mikroskop eine kalzedonartige Grundmasse, die sehr gute Sphärolith-Bildungen zeigt und durch Eisengele getrübt ist.

Die Radiolarien sind in der Feinschichtung eingeregelt. Der Durchmesser der Mikrofossilien schwankt zwischen 0,1 bis 0,01 mm. In allen beobachteten

¹ Zur genauen Ortsbezeichnung werden in der Arbeit die Rechts (r) und Hoch-(h) werte der Gauss-Krüger Koordinaten des Kartenblattes Malatya angegeben.

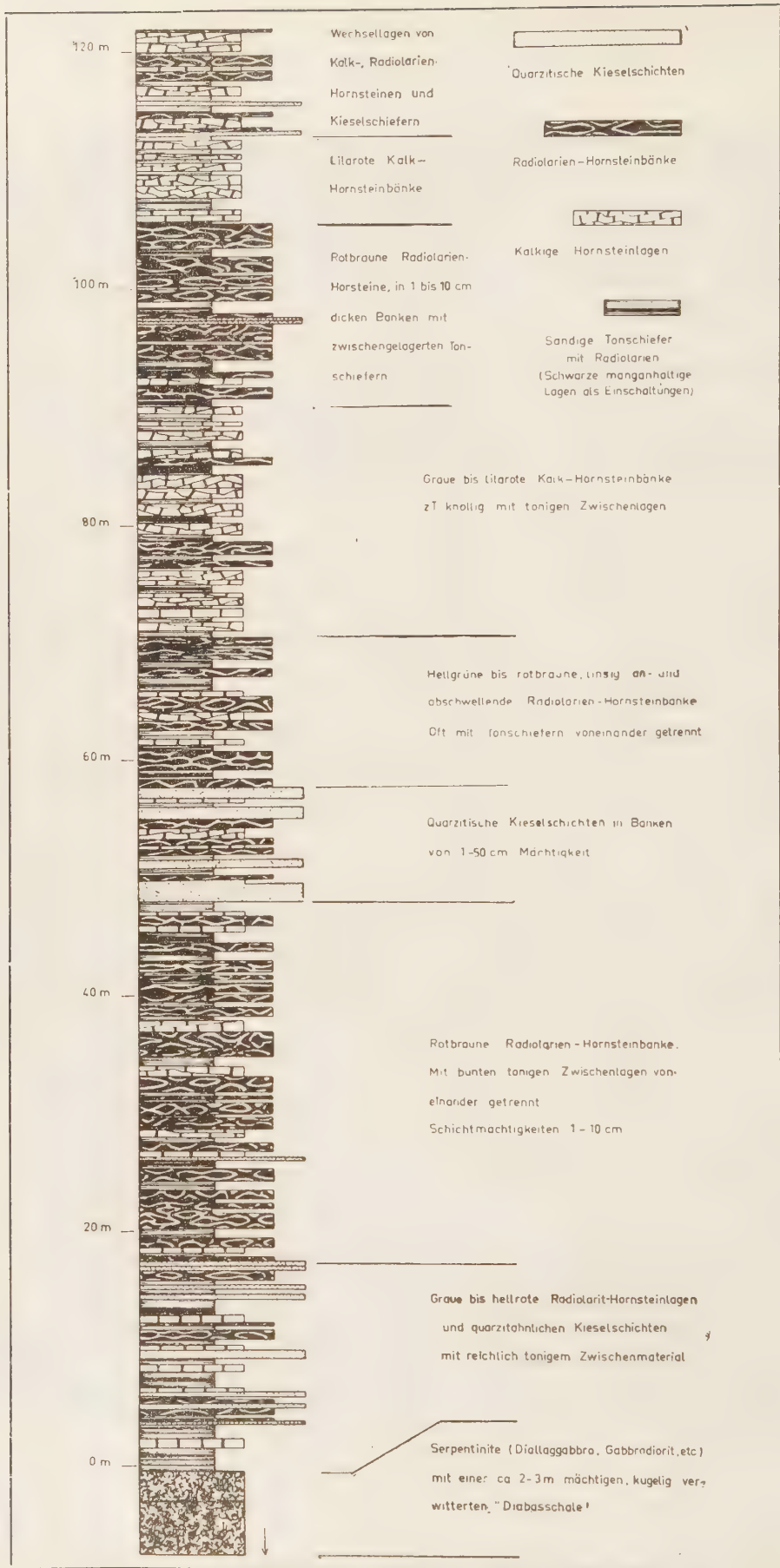


Abb. 2 - Faziesprofil der Radiolarit - Hornstein - Serie von
Kızılceviz Tepesi (SW - Hekimhan)

Schliffen sind die häufigsten Radiolarien Spumellarien; seltener kommen Nassellarien vor.

Der Erhaltungszustand der Radiolarien ist meist sehr schlecht. Die kugeligen und ohne Stacheln vorkommenden Cenospaeras aus der Fam. Liosphaerida und die zweistacheligen Amphisphaeras sind die einzigen erkennbaren Gattungen der Spumellarien. Aus der Serie von Sazlı Dere (r: 08 600; h: 07 000) konnten folgende Fossilien mit Vorbehalt bestimmt werden:

Clathrocylas sp.

Cenospaera cf. *macropora* RÜST.

Amphisphaera *cronos*

Die sonst kugeligen Cenospaera sind in manchen Schliffen durch Diagenese oder tektonische Beanspruchung oval verformt.

Da die oben erwähnten Fossilien sowohl im Jura wie in der Kreide vorkommen, kann eine genauere Altersangabe für die Radiolarite von Hekimhan nicht getroffen werden.

Über die Ablagerungsform der Radiolarit-Hornstein-Serie kann folgendes gesagt werden. Da die Entstehung von Radiolariten nur im Zusammenhang mit besonderen chemisch-physikalischen, biologischen und magmatischen Bedingungen gedeutet werden kann (SONDER, 1947; GRUNAU, 1946/47/59; NIGGLI, 1952), dürfte diese hier mit der Intrusion der basischen Gesteine in Zusammenhang gebracht werden. Durch bereits nach der Intrusion beginnende Serpentinisierung der gabbroidisch-pyroxenitischen Gesteine wurden Kieselsäure und Eisen frei, welche neben CO₂-Exhalationen ins Meerwasser diffundierten.

Während CO₂-Exhalationen den Kalk als Bikarbonat in Lösung hielten, mit anderen Worten keine Kalkabscheidung mehr stattfand, wurde durch SiO₂-Zufuhr ein günstiges Milieu für die Radiolarien geschaffen, was zu grösseren Absatz-Mächtigkeiten führte. Das Vorhandensein kalkiger Zwischenpartien ist mit Veränderungen der Zufuhrbedingungen zu erklären (SONDER, 1947).

Die Farbe des Radiolarits ist-wie die chemischen Analysen von Radiolariten nach DAVIS (1918) zeigen-vom Oxydationsgrad des Eisens abhängig. Demnach tritt das Eisen in den violetten bis blutroten Radiolaritlagen vom Hekimhan-Gebiet in der höchsten Oxydationsstufe auf.

Die Entstehung der manganhaltigen schwarzen Lagen ist durch Mn-Zufuhr bedingt, die dem Nachhall der Ophiolit-Intrusion zuzuordnen ist. Wie die Zufuhr von SiO₂ und CO₂, erfolgte die der manganhaltigen Lösungen in gewissen, aber grösseren, Zeitabständen ins Meerwasser, was zum Absatz der selten eingeschalteten manganreichen Lagen in den Radiolariten führte.

Zu ähnlichen Schlussfolgerungen gelangen TALIAFERRO und HUDSON (1943) für die Manganerze in Radiolariten der Franciscan-Knoxville-Serie.

II. 13 Klastische Sedimente der Oberkreide-Transgression

Die Ablagerung der Sedimente des Oberbaus der Hekimhan-Zone setzte mit einer Transgression zu Beginn des Campanien ein. Die Abfolge wurde von früheren Bearbeitern als klassischer «Oberkreide-Aufbruch» von Hekimhan bezeichnet und eingehender beschrieben (CHAPUT, 1936; BLUMENTHAL, 1938).

Die erste Abfolge der Oberkreide, die das Liegende des Hippuritenkalkes bildet, lässt sich in zwei Einheiten gliedern:

- 2) sandig-mergelig-tonige Einheit
- 1) nahezu steriler Konglomerathorizont an der Basis.

Die Oberkreide beginnt mit einem fossilieren, wechselnd mächtigen, gelegentlich fehlenden oder bis zu 50-100 m anschwellenden Basalkonglomerat. Entsprechende Profile sind an der Dinekkaya-Kuppel nordwestlich von Hekimhan sowie an beiden Flanken des Kuruçay-Tales in der Nähe der Bahnanlagen aufgeschlossen. Die bunten, braunen bis rotvioletten Konglomerate überlagern hier den südlichen Serpentin-Horst von Mindiği mit leicht nach NNW einfallender Schichtung.

Durch Beobachtungen an mehreren Stellen konnte festgestellt werden, dass die an diesem Transgressions-Konglomerat beteiligten Komponenten, die sehr verschiedene Rundungsgrade zeigen, ausschliesslich aus Ophioliten und Serpentiniten des Intrusionskörpers und aus Radiolariten bestehen.

Am nördlichen Rand des Hekimhan-Beckens gegen den Göktepe-Rücken (r: 03 000, h: 06 750) kommen dieselben Konglomeratbänke nochmals vor. Sie haben ein leichtes Einfallen nach S und werden nach oben hin von zunehmenden vulkanischen Effusionsprodukten begleitet².

Darüber folgt bis zu den Hippuritenkalken eine geringmächtige, grünlichgrau bis rötlich gefärbte, sandig-mergelig-tonige Abfolge. Sie ist in einem östlich verlaufenden Quertal des Kuruçay (r: 07 050; h: 97 200), südlich vom Bahnhof Hekimhan (r: 07 550; h: 96 000) und in der Nähe des Tunnels im Bahneinschnitt (r: 05 500; h: 01 150) in ihrer gesamten Mächtigkeit von ca. 30-50 m aufgeschlossen.

Aus dieser, gelegentlich auch rötliche Tufflagen enthaltenden Serie konnte STCHEPINSKY

Hippurites cornuaceum BRONN.

bestimmen (KOVENKO, 1938).

² Diese nördliche Zone, die durch ihre starke vulkanische Tätigkeit einen besonderen Platz unter den Oberkreide-Sedimenten von Hekimhan einnimmt, wird in den Kapiteln über die magmatischen Gesteine als eigene Serie nochmals aufgegriffen.

BLUMENTHAL (1938) erwähnt von der gleichen Serie :

Hippurites cf. *castroi* VIDAL

Pironaea corrugata WOODW.

Eine in der Nähe vom Bahnhof Hekimhan gefundene Riesengastropode wurde vom Verfasser als

Actaeonella cf. *gigantea* d'ORB.

bestimmt.

Durch diese Fauna konnte die sandige, tonige Abfolge mit der darunterliegenden Konglomeratserie in das untere Campanien eingestuft werden.

An der nördlichen Flanke der Dinekkaya-Kuppel kommen nach BLUMENTHAL (1938) lichtrote, grünlich-weiße, porzellanartige Mergelkalke (r : 04 875; h: 00 900) vor, die dort das Liegende des Hippuritenkalkes bilden und durch eine Rosalinenfauna (*Discorbis* sp.), die auch schon makroskopisch deutlich zu erkennen ist, ebenfalls ins untere Campanien zu stellen sind.

II. 14 Rudisten-Riffkalke (Hippuriten-Kalke)

Die Rudistenkalke transgredieren über die sandigen Mergelserien und Konglomerate und sogar an manchen Stellen, am Südrand des Hekimhan-Beckens, direkt über das Ophiolit-Serpentinit-Massiv.

Die im Gebiet meist mit Hippuritenfauna belegten und immer zur Riffbildung übergehenden Kalke lassen sich sehr schön als kontinuierlich durchhaltender Leithorizont eingliedern. Die Kalke sind an der Basis mergeliger und dunkler und werden zum Hangenden heller und auffallend splittig. Die nur basal auftretende, sonst völlig fehlende Schichtung beweist den Riffcharakter der Kalke.

Aus diesen Kalken erwähnt CHAPUT (1936) folgende Leitformen der Hippuriten :

Hippurites loftusi

Hippurites vesiculosus

Hippurites colliciatust

Ca. 2 km nordwestlich von Hekimhan fand der Verfasser in den mergeligen, basalen Kalken sehr grosswüchsige Rudisten als Riffbildner. Hier besitzen die Hippuriten öfters eine Länge bis 80 cm und einen Durchmesser von 15 cm.

Weiterhin liegen hier kleinere Radioliten in durch Verwitterung freigelegten Formen massenhaft vor. Es wurden folgende Spezies bestimmt :

Radiolites angeoides P. de LAP.

Hippurites sp.

Pironaea sp.
Radiolites sp.
Sphaerulites sp.

Auch in den Mergelkalk-Schichten im Liegenden einer schmalen, vererzten Zone östlich von Karatepe (r: 11 950; h: 07 250) kommen Hippuriten und kleine Mesogastropoden (Cerithiiden) vor.

Östlich von der Ortschaft Hekimhan ragt eine dieser Riffkalkklippen als kleiner Berggipfel (genannt Yücekaya) auf. Hier schwankt die Mächtigkeit zwischen 30 und 70 m. In einer viel eindrucksvolleren Form ist die Dinekaya-Kuppel nordwestlich von Hekimhan (siehe Anl. I) durch mehr oder weniger mächtige Hippuriten-Kalke umrahmt. Am Nordrand des Hekimhan-Beckens lassen sich die Kalke von Dereköy deresi in W-E-Richtung bis zur Deveci-Lagerstätte verfolgen. Von Karamağara (Karatepe siehe oben!) bis Karaköçek wurden sie sogar teilweise metasomatisch vererzt (siehe Kapitel Lagerstätte).

Diese Kalke, die im Gebiet eine stark wechselnde Mächtigkeit aufweisen (10-100 m), werden auf Grund ihrer leitenden Hippuritenfauna in das mittlere und obere Campanien gestellt.

II. 15 «Flyschartige» Oberkreide (Oberkreide-Sandstein-Mergelserie)

Über die als Leithorizont geltenden Hippuriten-Kalke folgt eine mächtige Serie von dunkelgrau-grünlichen, sandigen Mergeln, Sandsteinen und Mergelkalken der «flyschartigen» Oberkreide.

Im Norden des Hekimhan-Beckens verzahnt sich diese Serie mehrmals mit vulkanischen Agglomeraten, Diabasspiliten und Andesit-Ergüssen. Dank der Einschaltungen von Oberkreide-Sedimenten konnten auch diese submarinen vulkanischen Ergüsse genauer eingestuft werden. (Sie werden unter magmatischen Gesteinen nochmals eingehender erwähnt.)

Die «flyschartige» Serie erreicht am Fuss des Zorbehan Dağ ihre grösste Mächtigkeit mit 600 m. Die gesamte Oberkreide-Serie über den Hippuriten-Kalken mit den anschliessend besprochenen Maastrichtien-Schichten von Zorbehan wird von BLUMENTHAL (1938) auf ca. 1000 m geschätzt, was kaum zu hoch sein dürfte. Von den tiefsten Schichten, die das unmittelbare Hangende des Hippuriten-Kalkes bilden, gibt derselbe Autor folgende Fossilien an:

Hamites phaleratus GRIEPENK
Nautilus sp.
Baculites sp.
Cyclolites sp.
Inoceramus regularis d'ORB.

Rynchonella sp.
Echinocorys sp.

Östlich von der Dinekkaya - Kuppel konnten aus eigenen Proben folgende Mikro-Fossilien bestimmt werden³:

Globotruncana cf. *arca* CUSHM.
Globotruncana *contusa* CUSHM.
Globotruncana *fornicata* PLUMMER
Globotruncana cf. *mayaroensis* BOLLI
Pseudotextularia *elegans* ZEHAK
Spiroloculina sp.
Cibicides sp.
Epomides sp.
Ostracoden und *Fischzähne*.

Die «flyschartige» Oberkreide ist in grösserer Ausdehnung zwischen Hekimhan und dem Zorbehan Dağ aufgeschlossen und durch ihre Mikrofauna und öfters vorkommenden Inoceramen-Schalen in das Campanien und Maastrichtien zu stellen.

II. 16 Oberste Kreide-Kalke (Maastrichtien-Kalke)

Die letzten 300 m des hoch aufstrebenden Zorbehan Dağ bildet eine mächtige und sehr wechsellagerungsgestaltete Kalkserie, die konkordant über den grünlichen, sandigen Mergeln und Sandsteinen der Oberkreide liegt.

Weitere Kalkreste dieser Serie bilden in der Hekimhan-Hochmulde im Westen den Berggipfel von Erdihankaya mit seinen massenhaften Inoceramen-Bruchstücken (ausserhalb des Kartierungsgebietes) und östlich des Zorbehan den von Hatunkaya (siehe Abb. 3). Diese obersten Kreide-Kalke leiten in der Zorbehan-Region ohne Grenze in Kalke des Eozäns über.

Der gelbe dolomitische Kalkhorizont an der Basis dieser Kalkserie gehört wahrscheinlich schon zu dem oberen Maastrichtien. Die von hier entnommenen Fossilreste, unbestimmbare Zweischaler und Seeigel, die sehr schlecht erhalten sind, liessen keine genaueren Altersangaben zu. Die daraufliegenden Mergel und Plattenkalke erwiesen sich als steril.

Erst in dem unteren Niveau der massigen, hellen und kavernösen Kalke fand LOCHER (1959) folgende Fossilien:

Orbitoides *media* d'ARCH.
Omphalocyclus *macroporus* LAM.,

die noch Maastrichtien-Alter belegen.

³ Hier möchte sich der Verfasser bei Herrn Dipl. geol. U. PFLAUMANN für die Bestimmungen der oben erwähnten Mikrofossilienbedanken.

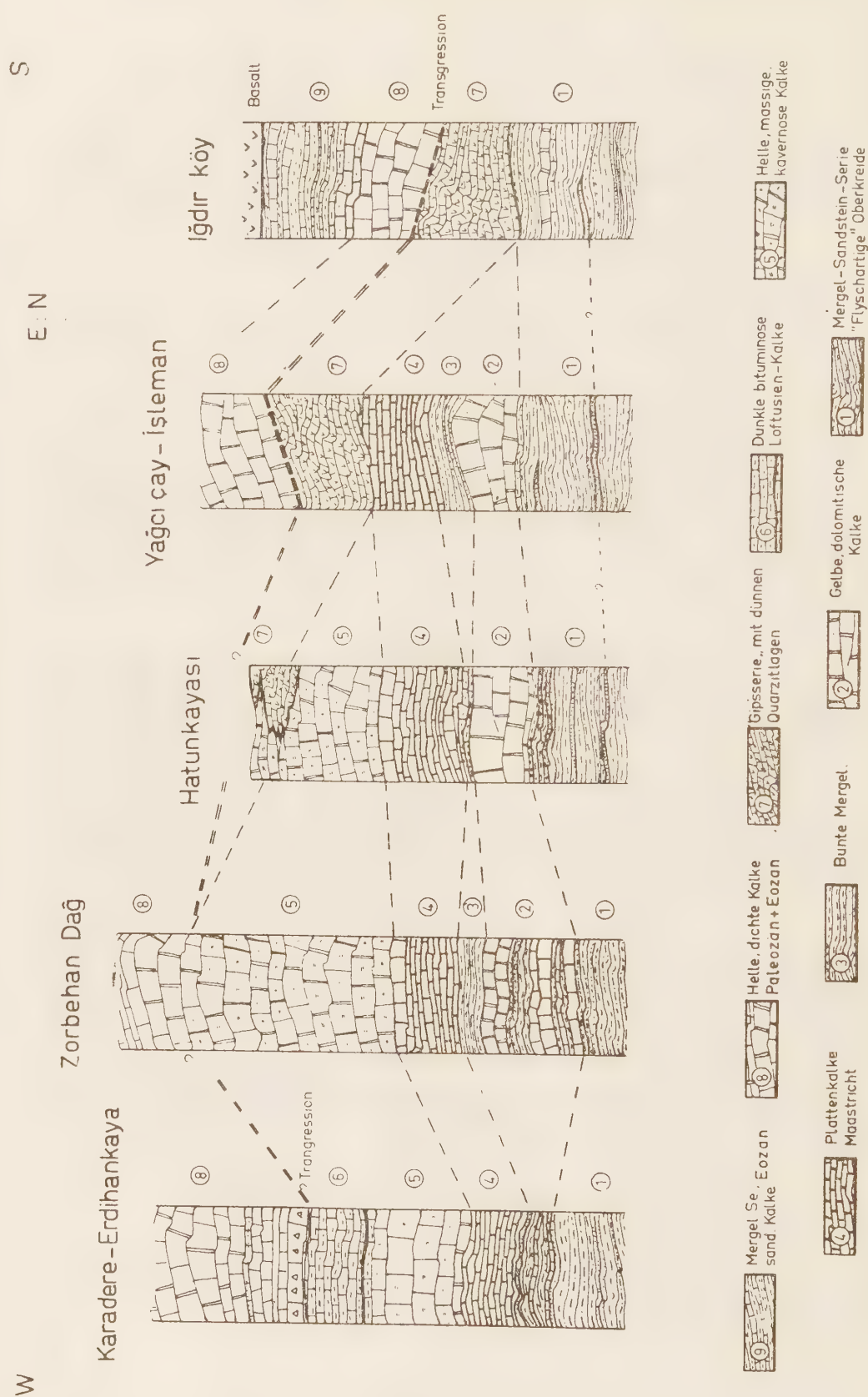


Abb. 3 - Fazielle Entwicklung der Übergangszone Oberkreide-Tertiär (Hekimhaner Hochmulde)

In einem Profil vom Zorbehan Dağ sieht die ganze Serie von der obersten Kreide bis zu den Eozän-Kalken wie folgt aus:

	<i>BLUMENTHAL</i> 1938 <i>LOCHER</i> 1959	<i>Mächtigkeiten</i> (<i>Im Gebiet</i> <i>aufgeschlossen</i>)	<i>İZDAR</i> 1962
Eozän :	Dolomitische Kalke	150-200 m	Dolomitische Kalke
Paleozän :	Zorbehan-Serie? dichte Kalke von Yağcıçay, İşleman	50-200 m	Gipse nur bei Çanakpınar u.
	massige helle Kalke	ca.100 m	İşleman, sonst massige kavernöse Kalke
		50-70 m	Plattenkalke
Maastrichtien	plattige Kalke	10-30 m	bunte Mergelkalke
		50-70 m	gelbe brekziöse Dolomite
	«Flyschartige» Oberkreide	ca.600 m	«Flyschartige» Oberkreide

Weiter im Osten auf dem Hatunkaya haben wir dieselben massig-kavernösen Kalke, die hier nicht wie normal unter, sondern-tektonisch bedingt-neben der im folgenden besprochenen Gipsserie liegen. In diesen Kalken befinden sich folgende Fossilien :

Orbitella cf. *media* d'ARCH.

Siderolites sp.

Orbitoides sp.

Loftusia sp.

So sind auch diese gelblich verwitterten brecciösen Kalke von Hatunkaya der obersten Kreide (Maastrichtien und Danien?) zuzurechnen.

II. 17 Gipsserie

Nördlich von Hatunkaya bis zum Sazçay-Tal und westlich von İşleman ist den plattigen und dolomitischen Kalken eine mächtige Gipsserie aufgelagert.

Während in der Sedimentserie am Zorbehan Dağ ein lückenloser Übergang von Maastrichtien zum Eozän besteht, sind im Yağcıçay-Tal die Gipsablagerungen zwischen die plattigen Oberkreide-Kalke und die sicheren Eozän-Kalke eingeschaltet. Sie liegen südlich von Iğdır sogar direkt über den Mergeln der «flyschartigen» Oberkreide. Entlang des Yağcıçay-Tales

sind sie infolge ihrer plastischen Natur an einer antithetischen Bruchlinie hochgeschleppt. Hier kamen BLUMENTHAL (1938) und LOCHER (1959) zu der irrtümlichen Ansicht, der Gips sei jünger als die Eozän-Kalke, da sie die Verwerfung längs des Yağcıçay (Sazçay)-Tales als Überschiebung deuteten. Demnach sollten die Eozän-Kalke als allochthone Schubmasse dem Gips aufliegen.

Über die Mächtigkeit der Gipsserie lässt sich genaueres nicht aussagen. Sie schwankt zwischen 50 und 200 m.

Südlich Çanakpınar weisen einzelne Beobachtungen, wie der allmähliche Übergang von obersten Kreide-Kalken über plattige Kalke zu reinen Gipslagen, darauf hin, dass das lokale Auftreten des Gipses auf eine Regressionsphase an der Wende Kreide-Tertiär zurückzuführen ist. Ähnliche Verhältnisse sind aus der südöstlichen Umgebung von Sivas bekannt.

So ist die Gipsserie, die nicht durch Fossilien einzustufen ist, an der Wende Kreide-Tertiär oder Anfang Tertiär einzuordnen. Sie bildet zeitlich das Äquivalent zu den oberen Partien der massigen kavernen Kalke, die hier weiter im Osten am Rande des Sedimentationsbeckens durch die Gipsserie ersetzt werden.

II. 18 Eozän-Kalke

Über dem «Oberkreide-Aufbruch» von Hekimhan ist unteres und mittleres Eozän heute nur in Resten vertreten. Während die massigen, helleren Kalke vom Zorbehan Dağ noch dem Maastrichtien-Alter zuzurechnen sind (LOCHER, 1959), gehören die beigen dolomitischen Kalke der obersten Lagen mit ihren Nummuliten und Alveolinen dem Lutétien an. LOCHER (1959) beschreibt von hier folgende Formen des Lutétiens:

Nummulites guettardi d'ARCH.

Nummulites sp.

Alveolina sp.

Da keine Diskordanz in der Zorbehan-Serie ermittelt werden konnte, ist anzunehmen, dass das Tertiär hier innerhalb der Beckensedimente unmerkbar aus den Kreideschichten hervorgegangen ist. Dagegen lassen die im Osten, südlich von Çanakpınar vorkommenden Gipse eine gewisse Regression vor dem Beginn der Sedimentation des Eozäns vermuten.

Weiter im Westen zwischen Çerkezören und Leylek Dağ (ausserhalb des Kartierungsgebietes) kommen über den Loftusien-Kalken des Maastrichtiens Nummuliten-Kalke mit stark verkieselten Partien vor, die ins Yprésien gehören und mit den folgenden Leitformen zu belegen sind:⁴

Nummulites uroniensis A Form A. HEIM.

Nummulites atacicus LEYM.

⁴ Bestimmung v. N. PEKMEN (M.T.A. Archiv, Best. Nr. 1960/11).

Nummulites irregularis DESH.
Discocyclina archiaci SCHLUMB.
Operculina cf. *canalifera* d'ARCH.
Textularia
Globigerina
Assilina granulosa d'ARCH.

Die Verkieselungen sind sicher auf den nach dem Eozän tätigen Vulkanismus zurückzuführen.

Am nördlichen Rand des Kreidebeckens von Hekimhan beschreibt BLUMENTHAL (1938) vereinzelte Kliffe von Discocyclinen-Kalken, die unmittelbar dem Serpentin-Massiv aufsitzen. Eine Basalbreccie mit aufgearbeiteten Kreide-Hornsteinen und vulkanischem Material soll sich zwischen beide einschalten.

Dasselbe konnte im Süden des Hekimhaner Aufbruchs auch vom Verfasser beobachtet werden. Während auf der Nordseite des kleinen Serpentin-Massivs von Kesikköprü (ausserhalb des Kartenblattes) noch einzelne Reste von Hippuriten-Kalken liegen, ruhen an der Südseite eozäne Kalke auf dem Serpentinestein.

Eine zusammenhängende Eozänbedeckung findet sich zuletzt östlich von Yağcıçay. Die von hier vorher erwähnte Gipszone bildet westlich von İşleman die Basis einer hellen, dichten Kalkserie, die zum Hangenden teilweise in einen grobspätigen, leicht sandigen Kalk übergeht. Die Kalkserie führt einige Zweischaler und Nummuliten. Im oberen Teil wird sie mergeliger und schieferiger. Sie enthält nach LOCHER (1959) folgende Leitformen, die ins Paleozän und untere Eozän gehören :

Nummulites guettardi d'ARCH.
Orbitolites sp.
Miliolidae
Textularia

II. 19 Detritische bunte Serie

Im Regelprofil des Kuluncak- (westliches Anschlussgebiet) und des Hekimhan-Gebietes kommt eine bunte Serie vor, die das mittlere Eozän und die Oberkreide transgressiv überlagert.

Schon im Jahre 1936 wurde diese Serie von Hekimhan durch CHAPUT beschrieben. Er betrachtete sie als einen Teil der «Serie Gypsifère», die im Norden zwischen Sivas und Divrik in grosser Ausdehnung ansteht, und rechnete sie mit aller Wahrscheinlichkeit zum Oligozän.

Im westlichen Anschlussgebiet im Becken zwischen Kuluncak, Ayvalı und Karakuz ist diese Serie in beachtlichen Mächtigkeiten zu finden,

LOCHER (1959), İZDAR (1962). Vom Westrand dieses Beckens (in der Nähe Karacaköy) beschreibt LOCHER von der Basis dieser Serie die unten stehende Abfolge (vom Hangenden zum Liegenden) :

- 4) Wechsellagernde Sandsteine und Konglomerate
 - 3) Sandige Mergel und Sandsteine mit Mergelkalklagen
 - 2) Hellgraue, z. T. rötliche dichte Kalke (dünnbankig und wenig mächtig)
 - 1) Rötlicher Konglomerathorizont
- Liegendes: Grüngesteine (Gabbros, z.T. serpentiniert, u.a)

Mikrofossil-Bestimmungen an Kalkgeröllen aus konglomeratischen Lagen der Basis dieser Serie ergaben unteres Eozän und Lutétien (LOCHER, 1959).

Die Nummuliten- und Alveolinen-führenden Kalkkonglomerate enthalten folgende Foraminiferen ⁵

— I —

Nummulites uroniensis A Form A. HEIM.

Alveolina sp.

Discocyclina sp.

Miscellanea

Globigerina

Actinocyclina

Nodosaria

Actinosiphon

Miliolidae

Rotalia

Alter : Lutétien

— II —

Alveolina sp.

Orbitolites sp.

Miliolidae

Im nördlichen bis nordöstlichen Bereich des Kartierungsgebietes, zwischen dem Deveci-Maden-Rücken und Başak-Kötüköy kommt die bunte Serie unter der Basaltdecke des Yılanlı Dağ nochmals mit gleicher Schichtfolge vor.

Die bunte Serie überlagert dort im Gebiet noch vorhandene einzelne Kliffe der Eozän-Kalke (Discocyclinen-Kalke) und Oberkreide-Sedimente und besteht aus Konglomeraten, roten bis grünlichen, tonigen, sandigen Mergeln und z. T. kreuzgeschichteten Sandsteinen. Die ganze Serie ist durch einen regellosen Fazieswechsel gekennzeichnet.

⁵ Bestimmung v. U. BİLĞÜTAY (M.T.A. Archiv, Best. Nr. 1960/148).

Während in den Kalkgeröllen der Konglomeratbänke mehrere Foraminiferen zu erkennen sind, erwies sich die ganze darüberliegende Sedimentabfolge als steril. In den Kalkgeröllen vom nördlichen Otmangölü konnte folgende Fauna festgestellt werden :

Nummulites laevigata LAM.

Nummulites granulosa d'ARCH.

Nummulites spira d'ROISSY

Discocyclina sp.

Alveolina sp.

Miliolidae

Ein weiteres, kleineres Vorkommen findet sich nördlich von Hatunkaya über der Gipszone. Dort ist die detritische Serie nur durch Konglomerate vertreten.

In der Abfolge vorhandene Nummuliten-, Alveolinen- und Discocyclinen-führende Kalkgerölle deuten darauf hin, dass die bunte detritische Serie jünger als das mittlere Eozän ist. Somit kann mit grösster Wahrscheinlichkeit angenommen werden, dass sie zum Oligozän gehört. Da sie im südöstlichen Sivas-Gebiet erst wieder von Burdigalien-Kalken überlagert wird (KURTMAN, 1961), ist ihre obere Grenze im Miozän zu suchen. Die ganze Serie ist sehr stark gestört, weshalb keine genaue Mächtigkeit, die allgemein zwischen 200 und 500 m schwankt, angegeben werden konnte.

Die bunte, detritische Serie liegt im Gebiet von Hekimhan und Kuluncak diskordant über dem mittleren Eozän.

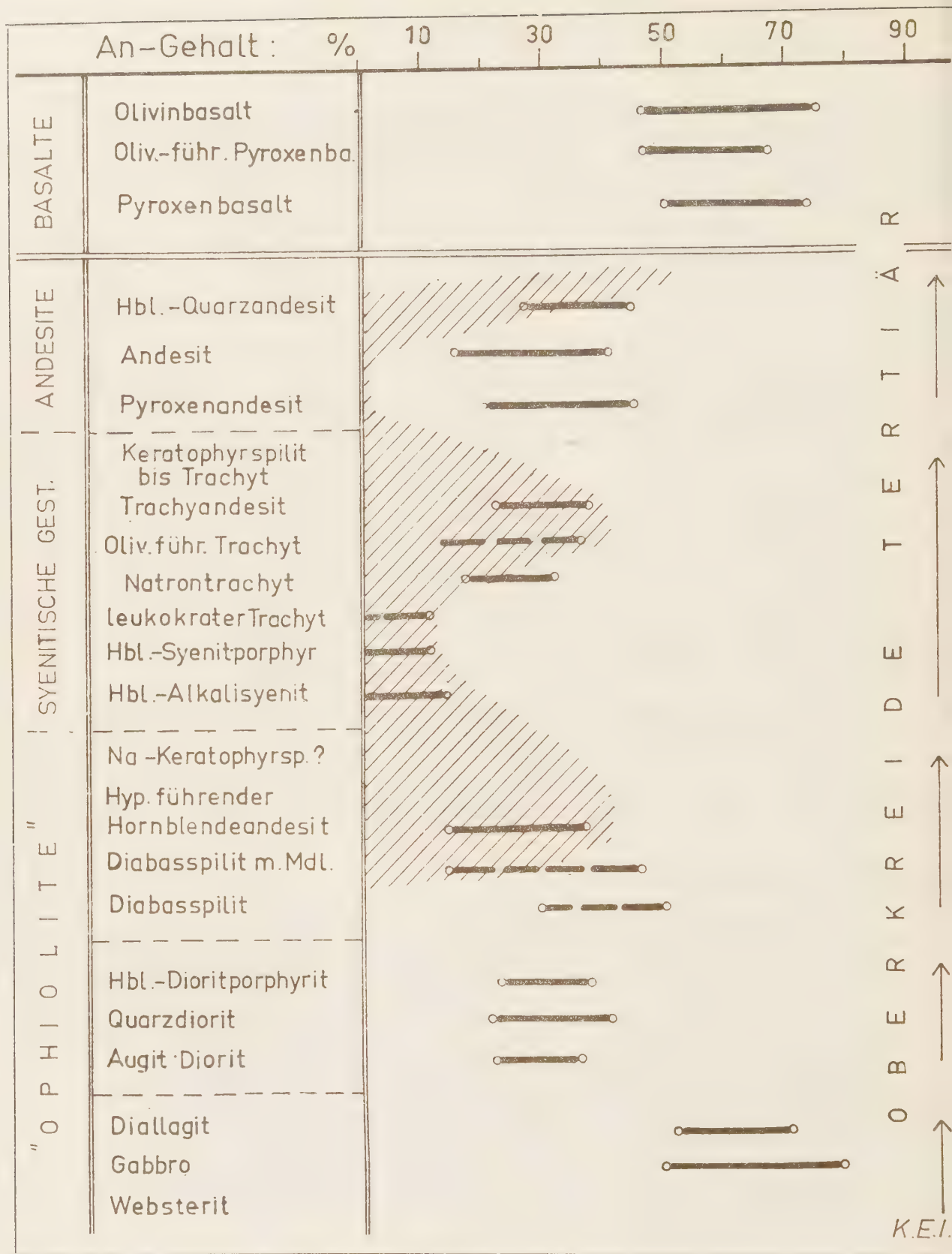
Auch der Wechsel von rein marinen zu terrestrischen Sedimenten weist auf einen Paroxysmus im orogenetischen Geschehen hin (İZDAR, 1962).

II. 2 MAGMATISCHE BILDUNGEN

Ein Blick auf die geologische Karte von Hekimhan zeigt, wie wechselluvig und von welch verschiedenem Chemismus die magmatischen Gesteine in diesem engen Raum sind.

Sie sind z. T. Tiefengesteine mit typisch grobkristalliner Struktur und basischer Zusammensetzung. Weiterhin treten häufig Gänge und Stöcke von dioritischer bis syenitischer Zusammensetzung auf, die randlich meist in effusive Formen übergehen. Damit ist in diesem Gebiet der Übergang von reinen Intrusiven in Effusive aufgeschlossen (siehe Abb. 4).

Sehr reich an submarinen Effusionsprodukten (dioritischen bis gabbro-dioritischen Chemismus) ist die Zone zwischen dem nördlichen Serpentinrücken und der Zorbehan-Kalk-Hochmulde.



Na - Überschussbereich (Albitisierung, Skapolitisierung!)

Abb. 4 - Durchschnittlicher Anorthitgehalt der Plagioklase magmatischer Gesteine des Hekimhan - Hasançelebi - Gebietes

Schliesslich treten auch Andesite und Basalte des jüngsten Vulkanismus auf, wobei der letztere sicher den Abschluss der magmatischen Tätigkeit im Raum von Hekimhan repräsentiert.

Der Verfasser war bemüht, eine sinnvolle Aufgliederung dieser verschiedenen magmatischen Gesteinstypen vorzunehmen. Dabei wurde darauf geachtet, ob die zusammengehörig ausgegliederten, petrographisch gleichen Komplexe (Dykes, Sills etc.) auch geologisch einheitliche Körper darstellen.

Die Gesteinsuntersuchungen wurden mikroskopisch durchgeführt und die Benennung erfolgte nach der TRÖGER'schen Nomenklatur (1935).

Die Feldspäte wurden auf dem Universaldrehtisch nach FEDOROFF bestimmt. Während die Hochtemperaturformen der Orthoklasreihe (Sanidine) durch ihren kleinen Achsenwinkel ermittelt wurden (siehe n. CHUDoba, 1932 und anderen), ergab sich der Anorthitgehalt der Plagioklase aus der Auslöschungsschiefe von in den Schnitten senkrecht zu P (001) und M (010). Plagioklaszwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz liessen sich wegen des engen Lamellenabstandes am einfachsten durch Feststellung der Verwachsungsebene erkennen (Zonenmethode nach RITTMANN, 1929).

Die Analysen, die mit dem Zeiss-Integrationsokular durchgeführt wurden, erwiesen sich als problematisch, da die Grundmasse des untersuchten Gesteins meist aus sehr feinkörnigen Aggregaten bestand, was die Genauigkeit der Integration 4% bis 5%, sogar 6% beeinträchtigte.

II. 21 Die «Ophiolite»

Unter Ophioliten versteht man nach BORCHERT (1958) und anderen einerseits aus einem juvenil-simischen Magma hervorgegangene basische bis ultrabasische Intrusiva, die eine Reihe von Gabbros (Olivingabbro, Norit, Eukrit etc.), Pyroxenit (Bronzitit, Diallagit etc.) und Peridotite (Dunit, Harzburgit, Lherzololith etc.) umfassen, also Ophiolite im engeren Sinne, und die extrusiven Glieder eines solchen Magmas mit Diabasen, Melaphyren, Pillowlaven, Spiliten etc. (Ophiolite im weiteren Sinne) andererseits. Dagegen muss der Begriff der Ophiolite im Kartierungsgebiet wie auch im übrigen Taurus-Gebiet und in den südanatolischen Regionen noch etwas erweitert werden, wie das auch BLUMENTHAL (1952) für die östlichen Ophiolite des Taurischen Hochgebirges des Aladağ mit vollem Recht tat, denn innerhalb des basischen Massivs treten eine Reihe hornblendereicher, zum Teil feinkörniger Gesteine dioritischer Zusammensetzung auf, die auch Differentiationsprodukte desselben Magmas sind. Es ist häufiger zu beobachten, dass sie in Gängen und stockartigen Formen vorkommen, die als jüngere Nachschübe der z. T. serpentinisierten, basischen Hülle zu betrachten sind. Nicht nur aus kartierungstechnischen Gründen wurden sie zusammengehörig ausgeschieden, sondern auch, weil sie im Verband des initialen,

ophiolitischen Magmatismus noch sehr enge zeitliche, räumliche und genetische Beziehungen zueinander aufweisen.

II. 211 Ophiolite i. e. S.

Die verschiedenen Glieder der basischen Gesteine (Ophiolite i. e. S.) repräsentieren das tiefste und älteste Element des Hekimhan-Gebirges. Sie bilden in dieser Zone verschiedene, aufgeschlossene Massive, die sicherlich emporragende Bestandteile der komplexen, regionalen, basischen bis ultrabasischen Unterlage sind.

Wir finden die freigelegten Massive vom Norden nach Süden :

- 1) Südlich von Otmanköy, Güvenköy und Culfalı als markante Terrainrippe in E-W-Richtung (nördlicher Serpentin-Horst).
- 2) Nordwestlich von Hekimhan als die in elliptischer Form aufgeschlossene «Dinekkaya-Kuppel».
- 3) Südlich von Hekimhan als den deutlich ausgeprägten Serpentin-Horst von Mindiği.

Während die Dinekkaya-Kuppel ein Axialgefälle nach E und W zeigt, erstreckt sich der Mindiği-Horst mit einer Fortsetzung nach WNW und bildet den südlichen Rand des Hekimhan-Beckens.

Diese basischen bis ultrabasischen Gesteinsmassive heben sich mit ihren moosgrünen bis grünlich-schwarzen und gelegentlich rötlich-braunen Farben von den übrigen Gesteinen ab. Sie sind als leichte Hügel herausmodelliert, z.T. sehr weitgehend serpentinisiert und reich an langgestreckten Schlieren, weshalb sie im Gelände öfters eigenartig schichtig erscheinen. Im Handstück selbst lassen sich verschiedene Gesteinsvarietäten erkennen :

SW von Hekimhan im Mindiği-Serpentin-Horst kommen Gabbro-Gesteine vor, die bis zwei cm grosse Pyroxene enthalten und im Handstück einen bronzeartigen Schimmer aufweisen.

Von KOVENKO (1938/b) wurden diese Gesteine als Diallagit bezeichnet. In ähnlichen Erscheinungsformen treten Gabbros im Nachbargebiet Kuluncak auf (İZDAR, 1962) :

Unter dem Mikroskop besteht das grobkörnige Gestein hauptsächlich aus Plagioklas, von Labrador- bis Bytownit-Charakter (also An 58-76 %), Diallag, wenig Orthopyroxen (Hypersthen) und uralitisiertem Augit. Akzessorisch finden sich Erz und Apatit. Kalzit und Chlorit sind sekundär.

Die auf der N-Seite der Deveci-Lagerstätte aufgeschlossenen und in E-W-Richtung streichenden Ophiolit-Rücken sind zum grösseren Teil schon serpentinisiert. Aber es lassen sich noch einige basische bis ultrabasische Linsen feststellen. KOVENKO (1938) gab (in Zusammenarbeit mit A. SCHRÖDER) auch von dieser in der Umgebung der Deveci-Lagerstätte liegenden basischen Serie ausführliche Einzelbeschreibungen.

Nach KOVENKO (1938) kommen im östlichen Abfall der Ophiolit-Zone von Culfalı und Karaköçek in der Nähe des Sazçay (Kötüçay)-Tales Harzburgite vor. Sie bestehen hauptsächlich aus Klinopyroxenen und vereinzelt serpentinierten Olivin-Körnern. Der rhombische Pyroxen tritt auffallend zurück, Erz und Apatit bilden die Akzessorien.

Eine von dieser Gegend entnommene Probe (Loc. r : 14 750; h : 07 300) zeigt unter dem Mikroskop nur Reste von monoklinem Augit. Sonst sind die Individuen völlig serpentiniert und kalzitisiert. In demselben Ophiolit-Massiv und ca. 10 km westlich von dieser Lokalität (r : 04 500; h : 06 750) liegt eine andere Varietät des basischen Gesteins vor. Unter dem Mikroskop lassen sich lediglich grosse Hypersthen-Individuen und Diallag feststellen. Akzessorisch sind Erz (Chromit), Apatit und Zirkon vorhanden. Die Hypersthene zeigen unregelmässige Spaltbarkeit. Die Entmischungslamellen des Diallags täuschen bei nicht allzu gründlicher Beobachtung eine Spaltbarkeit vor. Sie wurden nach TRÖGER (1955) durch eine Entmischung einer äquivalenten Menge Ca-freien Pyroxens mit Mg-reichen Klinopyroxenen bei langsamer Abkühlung gebildet. Sekundär sind Antigorit und in Kataklasen Kalzitbildungen zu beobachten. Eine mit dem Zeiss-Integrationsokular durchgeführte Analyse ergab folgende Werte :

60 % Hypersthen
35 % Diallag, Diopsid
5 % Erz, Apatit, Zirkon
sec.: Serpentin, Kalzit.

Das Gestein wurde nach TRÖGER (1935, Nr. 678) als Pyroxenit mit rhombischem und monoklinem Pyroxen (Websterit) benannt.

ZIEGLER (1937)⁶ erwähnt noch die Hornblendite von der Nähe Karamağara (Loc. r : 10 500; h : 07 000), die wenig Plagioklas und Hornblende (Grammatit) enthalten und ausserdem geringe Anzeichen einer Serpentinisierung aufweisen sollen.

II. 212 Diorite

Die Gesteine von dioritischer bis gabbrodioritischer Zusammensetzung kommen im Gebiet meist als jüngerer Nachschub vor. Doch neben den bekannten Gängen, kleineren Stöcken hyabyssischen Niveaus sind auch gelegentlich grobkristalline Diorite als Schlieren im Serpentin zu beobachten.

Augit-Diorit. — Er tritt in einigen Vorkommen im Ophiolit-Massiv der Dinekkaya-Kuppel (Loc. r : 05 250; h : 00 625) und bei Mindiği (r : 07 670; h : 94 725) auf. Er ist hellgrau bis schmutziggrün gefärbt, ziemlich grobkörnig, und einzelne Mineralindividuen sind schon makroskopisch erkennbar.

Unter dem Mikroskop finden sich als Hauptgemengteile Plagioklase sowie grünlich-gelbe Pyroxene, Biotite; als Nebengemengteile Erz, Apatit und sekundär Hornblende, Chlorit, Kalzit. Die Plagioklase haben einen Anorthitgehalt von 28-42 % und sind z. T. serizitisiert.

⁶ Petrographische Bestimmung von SCHRÖDER, M.T.A. Archiv, Lab. Nr. 1679, 1683).

Die Klinopyroxene bestehen aus Diopsid bis Augit. Seltener zu beobachten sind dunklere Titan-Augite. Die Augite sind z. T. in grün-braune Hornblende übergegangen, die durch ihren deutlichen Pleochroismus nicht zu verkennen ist (Uralitisierung!). Die grossen, zerlappeten Biotite sind randlich ebenfalls chloritisiert und zeigen grünlich-braune Reflexionsfarben. Ihre buchtigen Ränder sind wahrscheinlich mit einer Wachstumsverhinderung der früher auskristallisierten Bestandteile zu erklären. Als Akzessorien sind die Apatite mit ihren hexagonalen Querschnitten und ihrem hohen Brechungsindex leicht zu erkennen. Sie kommen bevorzugt in den Augiten und Biotiten vor. Das Gefüge ist hypidiomorph-körnig. Eine mit dem Zeiss-Integrationsokular durchgeführte Analyse ergab folgende Zusammensetzung des Gesteines

50 %	Plagioklas An_{28-42}
30 %	Pyroxen (Diopsid-Augit, Ti-Augit)
10 %	Biotit
3 %	Hornblende (sec.)
4 %	Sec. Chlorit, Kalzit
3 %	Erz, Apatit, Titanit

Das Gestein wurde nach TRÖGER (1935, Nr. 308) Augit-Diorit genannt.

Dioritporphyrite (Mikrodiorite). — Sie kommen in Gängen und stockartigen Formen vor und durchsetzen öfters die Ophiolit-Massive, die als eigentliche jüngere Nachschübe in der basischen Hülle bekannt sind. Sie treten an der Chaussee von Hekimhan nach Hasangelebi südlich und westlich von Karakısıktepe (r: 04 085; h: 04 325) und (r: 03 450; h: 05 250) im Strasseneinschnitt und auf dem Wege nach Dorf Culfalı über den nördlichen Serpentin-Horst an der Loc. (r: 04 750; h: 06 750) auf.

Am Salband sind sie meist sehr feinkörnig ausgebildet und die porphyrische Struktur lässt sich erst unter dem Mikroskop erkennen. Die Gesteine haben durch Zersetzungsprodukte eine hellgrüne bis graulich-grüne Farbe. Sie stellen sicher keine selbständige Intrusion dar, sondern sie sind lediglich die hypabyssischen Differentiate des basischen Magmas.

Unter dem Mikroskop lassen sich Plagioklas, braune Hornblende (Titan-Hornblende), Quarz, vereinzelt Augit sowie als Akzessorien Magnetit, Apatit, Titanit und selten Orthit feststellen. Als Umwandlungsprodukt der Feldspäte tritt Kalzit und Serizit auf. Dasjenige der Mafite ist Chlorit.

Die Plagioklas-Einsprenglinge (An von 26 bis 45 %) sind z. T. serizitisiert und karbonatisiert; Albitisierungserscheinungen sind öfter zu beobachten. Diese sind durch die Eintrübung der Kerne der Feldspat-Einsprenglinge leichter festzustellen.

Ehemalige Augit-Kristalle sind in grünlich-bräunliche Chlorit-Aggregate umgewandelt. Die Grundmasse besteht aus sehr feinen Plagioklasmikrolithen und chloritisierter Hornblende, Karbonat und Erz.

Die Chlorite gehören zur Leptochloritreihe und sind als Fe-Prochlorit bestimmt ($2 V_x = 3^\circ - 8^\circ$).

Das Gesamtgefüge ist porphyrisch und das Gestein wurde nach TRÖGER (1935, Nr. 314) Hornblende-Dioritporphyrat genannt.

II. 213 Kontaktbildungen

Kontaktwirkungen des basaltisch-ophiolitischen Magmas im Hekimhan-Gebiet liessen sich nicht feststellen. Erstens schon, weil ja heute, ausser Radio-lariten und den Resten von leichtmetamorphen Kalken kein anderes sedimentäres Gestein mehr vorhanden ist. Zweitens aber sind noch einige Gründe im Sinne BORCHERT's (1958) für die nur sehr schwachen und selten feststellbaren Kontaktwirkungen zu erwähnen.

- 1) Die basaltischen, ophiolitischen Magmen sind wesentlich wasserärmer als die granitischen und haben gewöhnlich sehr wenig flüchtige Bestandteile, welche Kontaktmetamorphose verursachen könnten.
- 2) Der dünnflüssige Kristallbrei des ophiolitischen Magmas intrudierte — wie es auch in den anderen südanatolischen Regionen mehrfach beobachtet wurde (DUBERTRET, 1953; HOLZER, 1955; BORCHERT, 1958) — in wiederholten Schüben, die sich in- und übereinanderlagerten, wodurch sie heute einen schichtigen, stockwerkartigen Bau aufweisen. Diese flachgründigen Intrusionsformen des basaltischen ophiolitischen Magmas zeigen immer nur sehr schwache Kontakte, da das basaltisch-ophiolitische Magma auf Grund seiner geringen Temperaturen während des Eindringens in eine noch feuchte, sedimentäre Region eine schnell erstarrende (Diabas) Schutzhülle bildet (DUBERTRET, 1953; BORCHERT, 1958), die wiederum die Bildung kontaktmetamorpher Umwandlungen stark vermindert.
- 3) Während und hauptsächlich nach der Intrusion wurden die Ophiolit-Massive einer starken orogenen Tektonik unterworfen, welche bevorzugt die kritischen Grenzzonen und die eventuellen Kontakthöfe zerriss und verschmierte.
- 4) Die schon mit der Autohydratation angefangenen und — mit den tektonisch angelegten Kluftnetzen und — scharen weiter fortgesetzten, intensiven Serpentinisierungen (neben geringfügiger Magnesit- und Talkbildung) verwischten die wenigen Anhaltspunkte der Kontaktmetamorphose weiter.

Wie schon erwähnt, treten vereinzelt ganz kleine isolierte Kalkinseln innerhalb der Ophiolite auf. Sie sind zum grösseren Teil marmorisiert und öfters mit dem Serpentin auch nur mechanisch verknetet. Wegen des geringen und ungünstigen Untersuchungsmaterials wurden eingehende Spezialstudien der primären Ophiolit-Kalk-Kontaktwirkungen in dieser Arbeit nicht durchgeführt. Vielleicht geben die von BLUMENTHAL (1952) beobachteten Aktinolith-Epidotstreifen an solchen Kontakten einige Anhaltspunkte für die ursprüngliche Kontaktmetamorphose.

II. 214 Serpentinisierung und Mg-Si - Metasomatose

Die Ophiolit-Massive des Gebietes sind zum grössten Teil völlig serpentinisiert, was auch den Verfasser veranlasste, diese Körper häufig als «Serpentinite» zu bezeichnen.

Die heutige Morphologie dieser Massive wurde sicherlich durch die nach der Intrusion des basaltisch-ophiolitischen Magmas wiederholt einsetzende Tektonik verursacht.

Wie wir wissen, ist die Serpentinisierung ein Prozess, bei dem die magmatischen Silikate wie Olivin und Pyroxen, z.T. schon magmatisch (autohydratisch), aber hauptsächlich durch die orogene Tektonik nach der Erstarrung regional, in wasserhaltige Mineralien, wie Chrysotil und Antigorit umgewandelt werden. Sie begann schon endogen mit der Intrusion der basisch-ultrabasischen Gesteine und setzte sich sicher exogen bis heute fort.

Die von Störungen, Klüften und Rissen durchzogenen Partien lassen bei oberflächlicher Betrachtung die Ophiolite eintönig und stark brekziös erscheinen. Bei näherer Betrachtung stellt man fest, dass die inmitten dieser Partien sitzenden frischen Kerne meist von einer Serpentinkruste umhüllte Diallagite, Gabbros und Pyroxenite sind.

Bei den eingehenden Untersuchungen ergab sich, dass auch diese Kruste sich in vielen Fällen weiter einteilen lässt:

- 1) In der Mitte befindet sich immer zum Teil ein frischer Kern, der aber schon in kleinen Rissen eine beginnende Serpentinisierung aufweist.
- 2) Nach aussen hin erscheint meist eisenschüssiges und dadurch öfters rot-bräunlich aussehendes Gelee von Kieselsäure, das manchmal als Füllung in dem sehr feinen Kluftsystem zu beobachten ist.
- 3) Weiter tritt, öfters auch direkt um den frischen Kern herum, stets ein geringmächtiger Serpentinfilz auf. 2) und 3) bilden einen Mantel, der den Kern vom Zudringen weiteren Wassers schützt.
- 4) Zuletzt, als Äusserstes, stellt man spärlich verbreitete Gelmagnetit-äckerchen fest, die selten zentimeterdick werden.

Das serpentinisierte Gestein lässt sich im Handstück durch sein fettiges, zerklüftetes Aussehen und seine hellgrüne bis bläulich-graue Farbe sofort erkennen.

Unter dem Mikroskop wurde stets eine eintönige Mineralführung beobachtet. Sie besteht hauptsächlich aus Chrysotil in seiner typischen Maschen-, Netz- oder Faserstruktur. Er ist in seinen beiden Varietäten vertreten. Chrysotil- hat einen etwas höheren Brechungsindex und konnte durch seinen konstanten Achsenwinkel leichter definiert werden. Daneben sind subparallelschuppige Aggregate von Antigorit zu erkennen. Antigorit kommt ausserdem in völlig

wirr angeordneten Blättern und Tafeln vor, welche die Korngrenzen der primären Mineralien (wahrscheinlich Pyroxene) völlig verwischt haben. Das Vorhandensein des Antigorits dürfte auch auf eine epizonale Überprägung des Gesteins hinweisen. Eine orientierte Pseudomorphose des Antigorits (Bastitbildung !) ist in den wenigen Schliffen nicht beobachtet.

Unter dem Mikroskop stets lappig, rundlich ausgebildete grosse Chromspinell-Körner sind durch ihren, im Dünnschliff vielfach rötlich durchscheinenden Kern leicht erkennbar, treten aber niemals idiomorph auf und werden randlich, wahrscheinlich durch Fe-Anreicherungen, opak.

In einem Dünnschliff eines Serpentin-Bohrkernes (Bohrung 27, Tiefe 158 m) wurde häufig Magnetit als Kluftfüllung beobachtet, der auch öfters in idiomorphen Körnern auftritt, die sich in Form einer Kette aneinanderreihen. Diese Feststellung dürfte mit jener von WIJKERSLOOTH (1946) gut übereinstimmen, dass das bei der Serpentinisierung freiwerdende Eisen in Form von Magnetit ausgeschieden würde, der gerne in inniger Verwachsung mit Chrysotil aufträte.

Die über den Serpentiniten liegenden Kalke zeigen erwartungsgemäss eine Mg-Si-Metasomatose. Wie schon erwähnt, wanderten bei der Serpentinisierung freiwerdende Kieselsäure und Magnesium (wahrscheinlich als $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$) zum Teil auf Klüften und Rissen in den Kalk, den sie silifizierten und dolomitisierten.

Es konnte aber öfters beobachtet werden, dass bei diesem Vorgang auch eine Karbonatisierung des Serpentinesteins-wie auch aus dem Nachbargebiet «Kuluncak» bekannt ist - (İZDAR, 1962) hervorgerufen wurde, welche auch mit Beobachtungen von GYSIN (1943) und KLEMM (1959) aus der nördlichen Divrik-Zone übereinstimmt.

Im Gebiet von Kuluncak liess sich feststellen, dass die Ophiolite i.e.S. (Serpentinite) bis zu 1-2 m und selten grösserer Tiefe karbonatisiert wurden. Die auflagernden Kalke sind in wechselnder Mächtigkeit dolomitisiert und silifiziert. Das hierdurch freiwerdende Eisen verursachte eine oberflächliche Limonitüberkrustung der Kalke.

Im südwestlichen Taurus-Gebiet, am Bolkar Dağ, stellte BLUMENTHAL (1956) in den ähnlich metamorphisierten Kalken öfters (Mg-Hydrosilikate mit einem Nickelgehalt) Garnieritbildungen fest.

Im Rahmen dieser Arbeit konnten die Verhältnisse zwischen Serpentiniten und den Kalkresten von Hekimhan nur cursorisch betrachtet werden. Dieser kurze Abriss, der aus Geländebeobachtungen hervorgeht, ist nur für eine lückenlose Erklärung der geologischen Geschichte des Hekimhan-Gebietes von Bedeutung.

II. 215 Altersstellung der Ophiolite

Die älteren Autoren DUBERTRET (1953) und HOLZER (1955), deren Beobachtungen auch mit den Feststellungen von BORCHERT (1958/60) und von BRUNN (1952) aus Griechenland übereinstimmen, stellen für das östliche Gebiet der Tauriden die intrusiven Ophiolite wie auch ihre Effusionsprodukte ins Maastrichtien. Im Gebiet von Divrik konnten WIJKERSLOOTH

(1941) und KLEMM (1959) feststellen, dass die Ophiolite in wahrscheinlich jurassische Kalke eingedrungen sind, was also ein jüngeres Alter als Jura beweist.

Vom Verfasser konnte für das Hekimhan-Gebiet nachgewiesen werden, dass die Intrusiva und Effusionsprodukte zeitlich verschieden einzuordnen sind.

Die Ophiolit-Intrusion i.e.S. muss in der ersten Hälfte der Oberkreide (Cenoman-Turon) erfolgt sein. Eine zeitliche Abgrenzung nach unten ist, da diese Gesteine den Sockel des untersuchten Gebietes darstellen, nicht möglich. Die Obergrenze ist durch die Campan-Transgression gegeben, da in den Konglomeraten der Transgressions-Serie Ophiolit-Komponenten in grösserer Menge beteiligt sind. So sind diese Intrusiva sicher älter als Campanien. Neben Ophioliten sind an diesem Transgressions-Konglomerat Gerölle aus der Radiolarit-Hornstein-Serie beteiligt, die einwandfrei das Hangende der Ophiolite bildet.

Die Effusionsprodukte des basaltisch-ophiolitischen Magmas können dagegen ins Maastrichtien eingestuft werden, da sie gegen Süden sich mit Sedimenten des Maastrichtien verzahnen; auch die jüngeren Nachschübe dioritischer Zusammensetzung gehören wahrscheinlich hierher. Diese Feststellungen vom Hekimhan- und Kuluncak-Gebiet (IZDAR, 1962), dass zwischen den Ophioliten i.e.S. (Serpentiniten) und der Spilitförderung eine orogene Phase liegt und die Radiolarite älter als die Spilitbildungen sind, stimmen mit denjenigen von GRUNAU (1946) aus der Aroser Zone in den Alpen gut überein. Auch BLUMENTHAL (1952), NEBERT (1954), TOLUN (1954), HOLZER (1955) und COLIN (1955) stellten fest, dass das Schwergewicht der ophiolitischen Intrusionen zeitlich etwas früher liegt als das Schwergewicht der Extrusionen von Diabasen, Spiliten, Keratophyren etc.

So sind die Ophiolite i.e.S. vor der Sub-Herzynischen Phase und damit vor der Campan-Transgression intrudiert. Die Extrusion der Effusiva (Diabase, Diabaspilite, Spilite und Keratophyre) hat ihr Schwergewicht dagegen eindeutig vom Campanien bis einschliesslich Maastrichtien.

II. 22 Die submarine vulkanisch-tuffitische Fazies (Ophiolite i.w.S.)

Zwischen dem nördlichen Serpentin-Horst und der Zorbehan-Kalkhochmulde liegen Gesteine der diabasähnlichen Effusiva mit Spiliten, Agglomeraten etc., die auch im übrigen südöstlichen Taurus-Gebiet eine regionale Verbreitung haben. Sie werden oft als «Bunte Serie» bezeichnet (HOLZER, 1955; BORCHERT, 1958). Im Hekimhan-Gebiet ist diese vulkanisch-tuffitische Fazies öfters mit den obersten Campanien- und Maastrichtien-Sedimenten verzahnt und wird im Hangenden von massigen, kavernösen oberen Maastrichtien-Kalken überlagert, wodurch sie sich auch nach oben hin genauer

datieren lässt. Die vulkanische, submarine Fazies ist vielfach von schichtigen Wechsellagen sehr feinkörniger Laven, Agglomerate und sandig-mergeliger, tuffitischer Zwischenschaltungen aufgebaut. Die Lavalagen weisen öfters eine «Pillowabsonderung» auf. Sie sind zum Teil rot gefärbt, was auf die Oxydation des vorhandenen Eisens zurückzuführen ist. Bei den Pillowlaven in den liegenden Partien handelt es sich zum Teil um spilitisierte dunkelgraue bis grünliche Diabasmandelsteine mit Kalzit- und Chlorithohlraumfüllungen. Das Gestein, das unter dem Mikroskop eine intersertale Struktur aufweist, ist aus leistenförmigem, albitisiertem Plagioklas-der ursprüngliche Anorthitgehalt ist nicht mehr genau feststellbar-, grüner Hornblende und Augitresten sowie sekundär gebildetem Chlorit und Kalzit aufgebaut. Die Hornblende ist zum Teil ebenfalls sekundär. In der Grundmasse findet sich akzessorisch reichlich eingestreutes Erz. Die Hohlräume sind mit Fe-reichem Chlorit (Delessit) und Kalzit gefüllt. Nach der TRÖGER'schen Nomenklatur (1935, Nr. 329) wurde das Gestein als albitisierter Diabassplit mit Mandelsteintextur bezeichnet.

Westlich von Kumtepe (r: 11 100; h: 05 700) ist ein Vorkommen mit Pillowabsonderung aufgeschlossen.

Unter dem Mikroskop finden sich hauptsächlich aus Plagioklasrelikten (Andesin- bis Labradorcharakter), etwas Hornblende und Olivin (völlig serpentinisiert) bestehende Einsprenglinge, die in einer glasreichen Grundmasse liegen. Eisengele und Limoniterze sind charakteristisch für die Matrix. Das Gestein ist vitrophyrisch-porphyrisch ausgebildet und sehr stark zersetzt. Es wurde ebenfalls als Diabassplit eingeordnet.

Die mächtige Agglomerat-Lavaserie wird im Hangenden tuffitischer. Nördlich von Dorf Deveci folgen über den geschichteten und 15° nach SE fallenden, rot gefärbten tuffitischen Lagen nochmals agglomeratische Laven andesitischer Zusammensetzung.

Unter dem Mikroskop lassen sich Phenokristen von Plagioklas (An_{18-42}), z. T. zonargebautem Andesin, brauner Hornblende, die randlich durch Fe-Oxydation braun gefärbt und daher weniger durchsichtig wird (Opazitisierung!) und Hypersthen feststellen, die in einer glashaltigen Matrix von Plagioklasmikrolithen und Zersetzungsprodukten (Kalzit und Chlorit) liegen. Akzessorisch finden sich Erz, Apatit und Zirkon. Das Gestein wurde als hypersthenführender Hornblendeandesit eingeordnet.

Bei dieser submarinen Fazies wurden unter dem Mikroskop reichlich Neubildungen bzw. Umwandlungsprodukte beobachtet: Chlorit, Kalzit, Epidot, Serizit, sogar Zeolith und Kaolinit gehören hierher. Sie sind wahrscheinlich durch die jungen Beeinflussungen epizonal entstanden.

Über die Verbandverhältnisse der Ophiolite i.e.S. und der vulkanischen Fazies wurde im letzten Kapitel kurz gesprochen. Es wird hier noch zu dem HOLZER'schen (1955) Befund aus dem südöstlichen Gebiet Stellung genommen. Er nimmt an, dass sich zwischen die Ophiolit-Intrusion und die vulkanische Fazies (Bunte Serie) schon eine Granit-Intrusion eingeschaltet habe, was aber normalerweise bei der Abfolge der Magmatitätigkeit (im Sinne

STILLE, 1939) unwahrscheinlich erscheint. Wie erwähnt, besteht im Hekimhan-Gebiet zwischen den Ophioliten i.e.S. und den syenitischen Extrusiva eine orogene Phase; eine Intrusion (syenitischer Chemismus) folgte aber erst an der Wende Kreide-Tertiär.

Die mikroskopischen Untersuchungen zeigen, dass die Extrusionen anfänglich basisch waren, später aber intermediärer wurden.

II. 23 Syenitische Gesteine

In der Hekimhaner Umgebung kommen eine Reihe intermediärer bis saurer Eruptivgesteine von syenitischem Chemismus vor, die in die Oberkreide-Sedimente und basischen Gesteine eindringen. Sie sind in einem kleinen Intrusivstock mit porphyrischer Randfazies und in effusiven Formen vertreten. In ihrer petrographischen Beschaffenheit schwanken sie zum Teil bemerkenswert.

Der syenitische Magmatismus der Hekimhan-Hasançelebi-Zone ist als unmittelbare Ursache für die Bildung der Magnetit-Hämatit-Erzlagerstätte von Karakuz und der Sideritisierung der Rudistenkalke des nördlichen Devci-Bereiches von ausschlaggebender Bedeutung. Im westlichen Nachbargebiet ist der Syenit mittel- bis feinkörnig und geht schnell in eine porphyrische Randfazies über. Dagegen erscheint er in der 50 km nördlichen Divrik-Kangal-Zone in einer markanten intrusiven Form, welche in der Literatur auch gerne als Murmana-Syenit-Monzonit-Batholith benannt wurde (WIJKERSLOOTH, 1939; KLEMM, 1959 und andere). Auch dort ist er für die Bildung der Eisenerzlagerstätte verantwortlich.

II. 231 Hornblende-Alkalisyenit

Im Karakuz-Gebiet sind Alkalisyenite aufgeschlossen.

Sie sind dort mittel- bis feinkörnig, leukokrater und in der Hauptsache aus Orthoklas aufgebaut, der überwiegend perthitisch (Spindelperthit) ist. Stark untergeordnet finden sich Albit und Hornblende (Arfvedsonit). Der Orthoklas ist umgewandelt bzw. kaolinisiert und sericitisiert. Die Akzessorien sind Quarz, Titanit, Erz (Magnetit, Hämatit), Apatit, Orthit und Zirkon (WIJKERSLOOTH und MARKUS, 1959).

Dagegen sind im Hekimhan-Gebiet Gesteine von syenitischem Chemismus im Anstehenden nur als Syenitporphyre und Trachyte verbreitet.

Bei Kuluncak (siehe Abb. 1) wurden vom Verfasser lose Blöcke eines syenitischen Intrusionskörpers festgestellt, der aber nirgendwo anstehend beobachtet werden konnte. Es ist anzunehmen, dass dieser Syenitkörper von den jüngeren Sedimenten und Basaltmassen wieder überdeckt wurde.

Das Gestein als solches lässt sich schon makroskopisch leicht erkennen. In erster Linie fallen die cm-grossen Hornblenden und helleren Plagioklase auf.

Unter dem Mikroskop lässt sich ein grobkörniges Gefüge und eine einheitliche Mineralzusammensetzung erkennen. Das Gestein besteht aus Albit (reichlich), Orthoklas und gemeiner Hornblende, akzessorisch Titanit, Apatit, Zirkon und Erz.

Ausser den im Kuluncak-Gebiet gefundenen Hornblende-Alkalisyenit-Blöcken treten reichlich feinkörnige leukokrate Syenitgerölle nur in der oligozänen, detritischen Serie auf.

II. 232 Syenitporphyre und das Massiv von Hasançelebi

Der syenitische Gesteinskomplex, der sich von dem westlichen Karakuz-Gebiet bis zum Koçhisar Dağ (r: 11 280; h: 06 000), östlich von Hasançelebi, erstreckt, wird das «Massiv von Hasançelebi» bezeichnet. Er ist nordwestlich vom nördlichen Serpentin-Horst in E-W-Streichrichtung aufgeschlossen.

Im Kartengebiet besteht das Massiv nur aus Syenitporphyren und Trachyten. Östlich von Karasivritepe (r: 07 725; h: 07 070) taucht es nach E unter die bunten detritischen Serien und die junge Basaltdecke des Yama Dağ. Im Westen dehnt es sich bis Kuluncak aus, wo es wieder allmählich in effusive Formen übergeht.

KOVENKO (1938) erwähnt aus der Nähe des Hasançelebi-Bahnhofes Alkalisyenitporphyre, die als ein Gangnetz das alte Gabbromassiv durchbrochen haben. Sie weisen im Gelände durch tektonisch vorgezeichnete Verwitterung zackige, bizarre Formen auf. Die Farbe ist ebenfalls auffällig hellrosa. Das Gestein ist im Handstück etwas kavernös, was auf miarolithische Ausbildung zurückzuführen ist, und lässt sich scharfkantig brechen. Die porphyrische Struktur ist schon makroskopisch erkennbar. In manchmal cm-dicken Klüften und Rissen tritt Eisen öfters in Form von Specularit-Blättchen auf.

Unter der Mikroskop lassen sich in einer «mikrogranitischen» Grundmasse, die aus Orthoklas, Albit und sehr wenig Quarz besteht, grosse Individuen von Orthoklas erkennen. Sie sind zum Teil kaolinisiert und serizitisiert. Akzessorisch findet sich Erz, Zirkon und Apatit sowie Reste von brauner Hornblende. Das Gestein hat eine grobfelsitisch porphyrische Struktur. Es wurde als leukokrater Alkalisyenitporphyr eingeordnet.

II. 233 Trachyte und Trachyandesite

Sehr verbreitet kommen die verschiedenen extrusiven Glieder des syenitischen Magmas vor. Die Trachytgänge und die glashaltigen Hyalotrachyte (im Sinne KOVENKO, 1938) des Kara Dağ sind ebenso wie die Trachyandesite von Karaköçek (r: 14 500; h: 06 850) und Kumtepe (r: 11 650; h: 06 500) und die weiter vorhandenen Biotit-Trachyte typische Varietäten der syenitischen Extrusiva des Gebietes.

Ein Teil dieser Gesteine ist reich an Einsprenglingen (Sanidin, Orthoklas, Albit); ein anderer ist dagegen sehr glashaltig und besteht fast nur aus den Mikrolithen. Er wurde von KOVENKO (1938) als «Trachyte légère-

ment plus acide et vitreuse» erwähnt. Beide sind auf der geologischen Karte einheitlich eingetragen. Während in der östlichen Randzone des Hasaŋelebi-Massivs und in der Nähe von Kötüçay die vorhandenen Trachyte die erste Gruppe repräsentieren, gehören die am Kara Dağ und südlich von Şirzi vorkommenden Varietäten mehr der letzteren an.

Die in der Nähe von Çamlıktepe am östlichen Rand des Hasaŋelebi-Massivs (r: 05 900; h: 09 900) vorhandenen Trachyte sind ziemlich frisch und enthalten in einer aus Alkalifeldspat und sehr wenig Quarz bestehenden Matrix Einsprenglinge von Sanidin, Albit und stark untergeordnet Augit (in Mikro einsprenglingen). Die in der Grundmasse vorhandenen Feldspatleisten sind fluidal eingeregelt. Sekundär findet sich Chlorit, Kalzit und Serizit, akzessorisch reichlich Erz, Apatit, Zirkon und Epidot.

Biotitführende Trachyandesite sind nördlich von Karaköçek mit E-W-Streichen aufgeschlossen. Die schon makroskopisch feststellbaren Hohlräume zwischen den Kristallen bewirkten eine geringere Kornbindung (feinmiarolithisches Gefüge). Daher ist die starke Verwitterung des trachytischen Gesteins leicht verständlich. Das Gestein ist porphyrisch. Die Feldspatkristalle werden bis 1.5 cm gross. Sie sind öfters in Kreuzstellung verwachsen.

Unter dem Mikroskop sind Einsprenglinge von Sanidin, einzelnen Plagioklasen, Biotit und zersetztem Mafit sowie vereinzelt auftretendem Quarz festzustellen, die in der meist aus sowohl Orthoklas- als auch Sanidin-Mikrolithen bestehenden Grundmasse liegen. Die Plagioklase sind meist Albit-Oligoklas, öfters nach dem Albit-Gesetz verzwillingt und idiomorph. Sanidine sind als Einsprenglinge nur mit ca. 5 % vorhanden; sonst finden sie sich als Mikrolithleisten in der Grundmasse. Mit dem Universaldrehtisch wurde ca. $Or_{45} + Ab_{55}$ festgestellt. Die Biotite kommen in grossen Individuen vor. Sie sind zerlappt und meist nur noch als Reliktformen vorhanden. An den Rändern sind stets Erzsäume zu beobachten. Die Biotite gehören den mittleren Gliedern der Biotitreihe (Meroxen bis Lepidomelan) an. Ihr opaker Saum (Opazitbildung) ist sicher durch den Wasserverlust während der Extrusion verursacht worden.

Östlich von Sazçay kommen dieselben Gesteine in plagioklasreicher Zusammensetzung vor.

In einer aus Albit und Orthoklasleisten bestehenden und fluidal angeordneten Grundmasse liegen grosse Einsprenglinge von Orthoklas und Albit (mit Albit-Zwillingen), auch zum Teil zonargebaute Oligoklase und weitgehend resorbierte Biotite, die nur als kleinere Relikte auftreten, sind vorhanden. Die Feldspäte sind meist kataklastisch zerbrochen und zeigen entlang der Risse Karbonatisierung. In den Biotiten beobachtet man Erze, die zum Teil orientiert ausgeschieden sind; akzessorisch finden sich Apatit, Zirkon, Titanit, Quarz und Erz.

II. 234 Die trachytischen Gänge

Eine Reihe von Lagergängen und Dykes trachytischer Zusammensetzung ist in der Deveci-Zone zu beobachten. Die Gänge streichen meist

90°-120° und sind öfters nicht dicker als 1 m. Sie sind stark verwittert, aber zeigen neben Zeolithbildungen auch eine Albitisierung der Plagioklase. Im Gestein vorhandene Mafite sind völlig chloritisiert.

Als Ganggesteine finden sich auch zum Teil Keratophyrspilite, die ebenso den trachytischen Effusionsgesteinen angehören, jedoch unter grossem Druck mit gleichzeitiger Na-Metasomatose gebildet wurden.

Der im Deveci Deresi freigelegte Dyke (r: 08 500; h: 06 500) wurde als Natronkeratophyrspilit bis Trachyt definiert.

Unter dem Mikroskop besteht das Gestein aus Einsprenglingen von Albit und opazitisierten Mafiten, die in einer aus leistenförmigem Alkalifeldspat (meist Albit) und reichlich eingestreutem Erz aufgebauten, fluidal angeordneten Matrix liegen. Als Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Biotit und Erz vorhanden. Sekundär finden sich Chlorit, Kalzit, Zeolith.

Weitere, ähnliche Dykes befinden sich auf dem Göktepe-Rücken (r: 02 650; h: 06 700).

Ein dunkler, olivinführender N-S-streichender Natrontrachyt-Gang der nordwestlich von Deveci im Karataş-Deresi (r: 07 750; h: 06 800) aufgeschlossen ist, bildet mit seinen cm-grossen Feldspat-Einsprenglingen (An_{18.36}) einen weiteren extremen Typus dieser Gegend, in dem die Einsprenglinge von Albit und iddingsitisiertem Olivin in einer glashaltigen fluidal angeordneten Matrix, die aus Plagioklasmikrolithen und iddingsitisiertem Olivin und Erz besteht, liegen. Sekundär sind Chlorit, Serizit und Kalzit gebildet. Akzessorisch finden sich Apatit, Zirkon, Hornblende und Erz.

An einer Stelle konnte beobachtet werden, dass einer dieser dunklen Trachytgänge den helleren Trachyt durchsetzt. Im Syenitporphyr waren dagegen diese Gänge niemals anzutreffen. Daraus geht hervor, dass sie auf jeden Fall jünger als der helle Trachyt und somit auch jünger als Syenit sind.

Dagegen liegt südlich vom Dorf Aşağı Budaklı (r: 09 750; h: 00 580) ein plagioklasreicher Trachyt-Sill mit auffallenden Kontraktionsklüften.

Unter dem Mikroskop lassen sich Einsprenglinge von Plagioklas, Sanidin und zersetzten Mafiten feststellen. Sie liegen in einer aus Feldspat (Albit und Sanidin) und reichlich sekundärem Kalzit und Chlorit bestehenden Matrix. Die Plagioklase haben einen Anorthitgehalt von 15 bis 42 %. Sie sind von Oligoklas- bis Andesincharakter und meist zonar gebaut: Die Sanidine enthalten $Or_{40.50} + Ab_{60.50}$. Die Akzessorien sind Titanit, Apatit, Quarz und Erz.

Das Gestein ist ein Natrontrachyt. Ähnliche Trachyte kommen südlich des nördlichen Serpentin-Horstes vor; sie sind an die Bruchlinie längs des Horstes gebunden.

In einigen Bohrungen sind hellere und nur 1 bis 2 m mächtige trachytische Gänge anzutreffen. Ein ähnliches Gestein von Bohrung S-32,

Tiefe 82 m, wurde von v. d. KAADEN als quarzführender Trachyt eingeordnet⁷. In Karatepe ist dieses Gestein nur in der Bohrung D-4 zu beobachten. Quarz scheint aber doch sekundär zu sein.

II. 235 Kontaktbildungen

In der ganzen Umgebung von Hasançelebi lässt sich im Gefolge der Syenit-Intrusion eine Skapolithfelsbildung feststellen. Dabei drangen die Syenite in Form von Mikrosyenit- und Syenitporphyrgängen in oberflächen-nahe, stark zerrütete und umgewandelte Gabbrogesteine ein und wandelten sie in Skapolithfelse um. Diese Kontaktprodukte haben nicht nur eine regionale Bedeutung in der Hekimhan-Hasançelebi-Zone, sondern sie kommen auch in der nördlichen Divrik-Zone vor. Dort sind sie weitgehend auf die skapolitisierten Syenitpartien beschränkt, die in der Nähe von Kalk-Syenit-Kontakten liegen (GYSIN, 1942; KLEMM, 1959). Im Hasançelebi-Syenitporphyr-Massiv treten sie aber meist in den Kontakten mit den basischen Erstarrungsgesteinen auf, wie in den Pyrenäen (LACROIX, 1901), in Bamle/Norwegen (BARTH, 1939) und im Kiruna-Gebiet in Nordschweden (SUNDIUS, 1916).

Die Skapolithfelse haben einen schwankenden Pyroxengehalt. Sie lassen sich als typisches Skarngestein leicht erkennen.

Unter dem Mikroskop finden sich teilweise skapolitisierte Albite und Orthoklase. Vorhandene Klinopyroxene sind Diopsid, und gelegentlich kommen gemeine Augite vor, und zwar in idiomorpher Form. Stark untergeordnet liegen radialstrahlige Amphibole (Grammatite) vor. Sekundär sind Karbonat und eine unbestimmbare *faserige Substanz* gebildet. Serizit und Chlorit sind gelegentlich zu beobachten. Skapolithe sind in marialithreichen Varietäten vertreten. Häufig sind sie von kleinen Diopsidkörnchen durchstäubt, und öfters lassen sich auch kleine Plagioklasrelikte in Skapolithen erkennen. Gelegentlich finden sich Epidote als Akzessorien.

Die vorhandenen Na-Skapolithe (Marialithe) legen den Gedanken nahe, dass neben der Chlorzufuhr auch eine Natronzufuhr stattgefunden hat. Diese Fremd-Ionen sind sicher durch die Auswirkungen des syenitischen Magmas in den Kontaktbereich des Gabbros befördert worden. Die Skapolithfelse sind zum Teil auch durch die eisenschüssigen Restlösungen vererzt, wie sich hinüber bis zur Karakuz-Erzlagerstätte (im westlichen Anschlussgebiet) öfters feststellen lässt.

Die für die Marialith-Bildung notwendige zusätzliche Natronzufuhr könnte im Gebiet auch die erwähnte Albitisierung hervorgerufen haben, die besonders in den gangförmigen trachytischen Gesteinen verbreitet ist.

Dieser Natronüberschuss ist ein typisches Merkmal für die Trachyte. Er macht sich bei den gangförmigen Gesteinen in Albitisierung und bei der

⁷ «Description of thin sections from the iron deposit-Deveci, Hasançelebi-Hekimhan». Bestimmung zum Bericht von YILMAZ (1959).

stockförmigen Intrusion (z. B. Syenitporphyr-Massiv von Hasançelebi) in Skapolitisierung bemerkbar.

Über das Alter der syenitischen Intrusion kann folgendes gesagt werden: Im Kuluncak-Gebiet (İZDAR, 1962) liess sich beobachten, dass die Syenitporphyre bzw. die leukokraten Trachyte nur die obersten Kreide-, aber nirgendwo die Eozän-Kalke durchbrochen haben. Andererseits finden sich in der bunten detritischen Serie von oligozänem Alter als Geröllkomponenten die syenitischen Gesteine. Daraus kann man schliessen, dass diese oberflächennahen Intrusionen an der Wende Kreide-Tertiär erfolgten, entgegen KOVENKO (1938), der auf Grund der Komponenten in den Konglomeraten ein eozänes Alter annahm.

II. 24 Lamprophyre

Die Lamprophyre sind im Gebiet als E-W-streichende Gänge bekannt. Die markantesten liegen an der östlichen Flanke des Sazçay (r: 15 725; h: 03 750) und im Maden Deresi in der Nähe von Yoncaliktepe (r: 10 400; h: 06 450). Im Handstück sind sie grünlich bis schwarz und ziemlich dicht.

Unter dem Mikroskop zeigen sie eine holokristalline, wenn auch sehr feinkörnige, z. T. karbonatisierte Grundmasse, in der porphyrische Einsprenglinge von Hornblende, Plagioklas und Biotit liegen. Die Plagioklase sind schwankend von Albit- bis Andesincharakter. Die Biotite zeigen Zersetzungserscheinungen und vereinzelt kommt iddingsitisierter und serpentinisierter Olivin vor. In der Matrix ist Erz reichlich vorhanden. Das Gestein wurde als olivin- und hornblendeführender Biotit-Kersantitporphyr bestimmt ⁸.

Die Kersantitporphyre sind jünger als das syenitische Gestein; sie treten im Hekimhan-Hasançelebi-Gebiet aber nur untergeordnet auf.

II. 25 Andesitischer Vulkanismus

Zwischen der Syenit-Intrusion und den finalen basaltischen Deckenergüssen lässt sich im Gebiet noch ein andesitischer Vulkanismus feststellen. Aus ihm sind zum Teil markante Kegel (z. B. Leylek Dağ, 2051 m, südlich von der Karakuz-Lagerstätte, siehe Abb. 1) oder Spaltenergüsse, wie von Hasançelebi-Gövenç und Deveci gebildet. Diese Vorkommen schwanken in ihrem Chemismus zwischen dunklen Pyroxenandesiten und hellen Hornblende-Quarzandesiten (maximal 10 % Quarz).

Im Handstück lassen sich grosse Individuen von Hornblende und Plagioklas sogar makroskopisch bestimmen, welche unter dem Mikroskop stets in einer glashaltigen Matrix liegen. Westlich von Deveci (r: 11 950; h: 05 000) kommen *Pyroxenandesite*, die dort vorhandene, massige Kalke des Maastrichtiens überdeckt haben.

⁸ Bestimmung von ÖZTUNALI und MARKUS (M.T.A.-Archiv, Lab. Nr. 1961/657).

Das Gestein ist porphyrisch ausgebildet und die Grundmasse besteht aus Plagioklas-mikrolithen, Glasbasis sowie reichlich Erz, in der die Einsprenglinge von Plagioklas (An_{30-45}) und Pyroxen (Augit, Hypersthen) sowie Hornblende liegen.

Dagegen ist das nordwestlich von Gövenç liegende und 120° - 145° streichende Vorkommen fast pyroxenfrei.

Die im westlichen Anschlussgebiet vorhandenen Leylek Dağ Andesite sind quarzhaltiger und zeigen Albitisierungserscheinungen. Das Gestein weist unter dem Mikroskop folgenden Mineralbestand auf:

In einer zersetzten, feldspatreichen Matrix, welche $\pm$ Glasbasis enthält, liegen Einsprenglinge von zersetztem Plagioklas (Oligoklas bis Andesin, z. T. albitisiert und serizitisiert) und Hornblende sowie etwas Quarz (bis 10 %); sekundär findet sich noch Kalzit. Das Gestein wurde als *Hornblende-Quarzandesit* bestimmt.

Die Andesite lassen sich auf Grund der geologischen Beobachtungen altersmässig erst nach dem Eozän einstufen (siehe Abb. 8). Die Silifizierungen der Foraminiferen in den Lutétien-Kalken — wie es auch von LOCHER (1959) vermutet wird — ist sicher auf diesen späteren quarz-andesitischen Vulkanismus zurückzuführen.

II. 26 Basalte

Frühestens an der Wende Miozän-Pliozän oder später fand im Gebiet ein basaltischer Vulkanismus statt, welcher sicher aus den Spalten der Yama Dağ-Karasöker Dağ-Linie gefördert wurde und sich anschliessend sowohl nach Norden als auch nach Süden ausdehnte.

Die in der Hauptspaltenrichtung emporragenden Berge des Karasöker Dağ und Yama Dağ markieren wahrscheinlich die Eruptionszentren der basaltischen Ergüsse, welche heute als Kulminationslinie die Hekimhan-Hasangelebi-Zone von der nördlichen Divrik-Kangal-Zone trennt.

Die ganze Abfolge des finalen Vulkanismus besteht aus Laven, Lapilli und Agglomeraten sowie Tuffen, und sie überdeckt im Norden des Kartengebietes alle anderen Gesteine, die früher besprochen wurden. In den oberen Lagen bilden die Basaltergüsse nur Lavadecken.

Olivinbasalt. Er besteht aus sehr dunklen, grau-grünen Ergüssen und zeigt unter dem Mikroskop Einsprenglinge (z.T. Mikroinsprenglinge) von iddingsitisiertem Olivin und Plagioklas (Labrador bis Bytownit). Die sperrigen Plagioklasmikrolithen liegen wirr in der hypokristallinen Grundmasse und sind zum grossen Teil in Zeolith-Epidot-Chlorit umgewandelt. Das Gesamtgefüge ist intersertal bis intergranular. Das Gestein wurde als Olivinbasalt bestimmt. Die Olivinbasaltergüsse liegen im westlichen Gebiet (Kuluncak, İZDAR, 1962) in grösserer Ausdehnung; nach Osten hin werden sie pyroxenreicher.

In der Nähe von Baštepe (r: 12 650; h: 09 475) finden sich mehr olivinführende Pyroxenbasalte, die unter dem Mikroskop aus einer glashaltigen Grundmasse bestehen, die z.T. fluidal texturierte Plagioklasmikrolithe, iddingsitisierten Olivin und Pyroxen und Einsprenglinge von zonarggebautem Plagioklas (Labrador) und Pyroxen (Augit, Hypersthen) enthalten.

Die Olivin- und Pyroxenbasalte des Yama Dağ schliessen den finalen Vulkanismus im Unternehmungsgebiet ab.

III. TEKTONIK DES HEKİMHAN-HASANÇELEBİ-GEBIETES

III. 1 TEKTONISCHER ÜBERBLICK

Über die grosstektonische Gliederung Anatoliens herrschen verschiedene Ansichten. Auf Abbildung 5 hat der Verfasser versucht nur das wesentliche dieser Ansichten in einer Übersichtsskizze darzustellen, ohne dazu kritisch Stellung zu nehmen.

Der engere Arbeitsbereich liegt in den «Osttauriden», einem Teil des alpidischen Gebirgsstrangs, der sich nach Westen über die Dinariden in die Alpen und nach Osten über die nordiranischen Gebirge und den Hindukusch bis in den Himalaya fortsetzt.

Im Gegensatz zu den nördlicheren Gebirgseinheiten («Anatoliden» und «Pontiden», siehe Abb. 5) zeigen die Tauriden eine etwas stärker ausgeprägte alpidische Tektonik.

Südlich des osttauridischen Gebirgsstrangs folgt die «Randzone» der «Syrisch-Arabischen Tafel» (EGERAN & LAHN, 1945; KETİN, 1959/60; PAVONI, 1961, und andere).

Nach den Arbeiten von KÜHNE (1925), METZ (1939/56), BLUMENTHAL (1944 a, 1946 a/b, 1947, 1952, 1956) und anderen besteht der gesamte Tauriden-Strang im Kern aus kristallinen Schiefern. Erst vom Oberdevon ab ist eine genauere stratigraphische Gliederung möglich. Das obere Paläozoikum ist in Kalken vertreten und geht in die Trias über. Der Jura ist dagegen öfters lückenhaft. Der grosse Mangel an bestimmbareren Fossilien erschwert die stratigraphischen Grenzlegungen innerhalb des Mesozoikums der Tauriden. Jungmesozoikum ist mit mächtigen Ophioliten, Radiolariten und oberkretazischen Sedimenten sicher nachgewiesen.

Die mächtigen Ophiolite leiten den «initialen Magmatismus» in der alpidischen Geosynklinale ein.

Grossräumige Überschiebungen oder deckenartige Strukturen, wie sie z.B. aus den Alpen bekannt sind, wurden nirgends beobachtet. Nur am Südoststrand der tauridischen Zone treten im Grenzgebiet zur «Syrisch-Arabischen-Tafel» südvergente Faltungen in Erscheinung.

TEKTONISCHE ÜBERSICHTSSKIZZE OStanatoliens

NACH ARNI (1939), PARÉJAS (1940), EGERAN&LAHN (1945), KRAUS (1955), KETIN (1959-1960)
und PAVONI (1961)

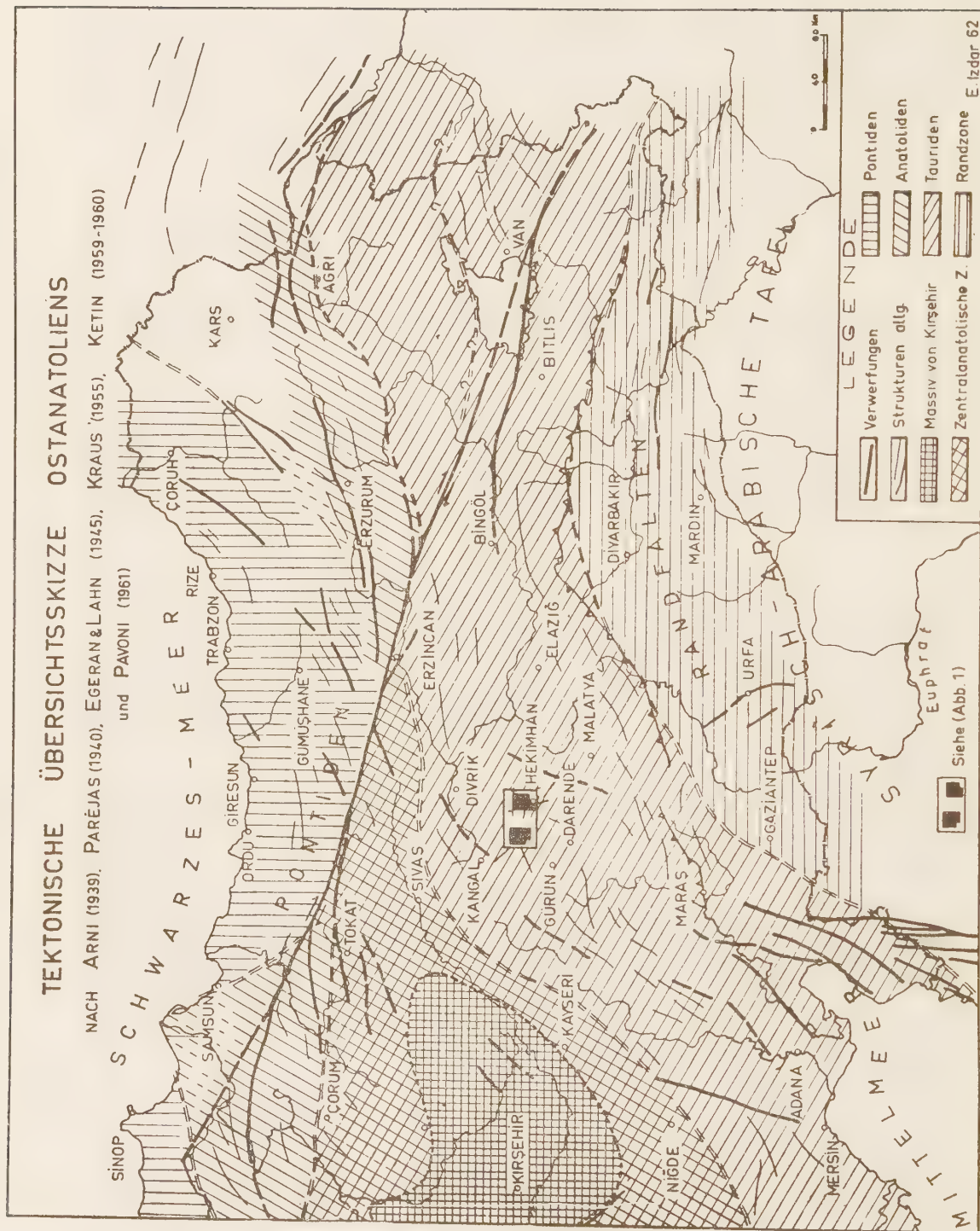


Abb. 5

Im hier näher betrachteten Gebiet von Hekimhan-Hasançelebi sind weitspannige frühe Falten-Strukturen von einer jüngeren Bruchtektonik weitgehend verwischt. Diese ältere Faltungsphase führte zur Freilegung und teilweisen Erosion der jungmesozoischen Kalke und Ophiolit-Serie. Darüber folgen diskordante Ablagerungen des unteren Campaniens, wodurch die ältere weitspannige Falten tektonik eine zeitliche Obergrenze erfährt.

Mit der Campan-Transgression beginnt die eigentliche spätgeosynklinale Sedimentfüllung des generell E-W streichenden Meerestrogas, die bis zum Eozän anhält.

Als Zeugen eines «verlängerten initialen» Magmatismus (STILLE, 1939) sind von der weiteren Umgebung, z.B. im Gebiet von Divrik, intrusive Syenit-Monzonit-Diorit-Körper bekannt. Im engeren Arbeitsgebiet können dieser Phase allenfalls die mengenmässig stark zurücktretenden Syenitporphyre und Trachyte von Hasançelebi zugeordnet werden. Echte palingene Magmen der synorogenen Phase scheinen, als besonderes Kennzeichen, in diesem Teil der Tauriden ganz zu fehlen.

Noch jünger sind dann terrestrisch-klastische Sedimente, die auf eine allgemeine Hebung und Trockenlegung des Gebietes hinweisen. Nunmehr setzt als Folge weiterer Einengungsbewegungen eine intensive Bruchtektonik ein, die im bearbeiteten Gebiet zur Auflösung der alten Falten-Strukturen in ein Schollenmosaik führt.

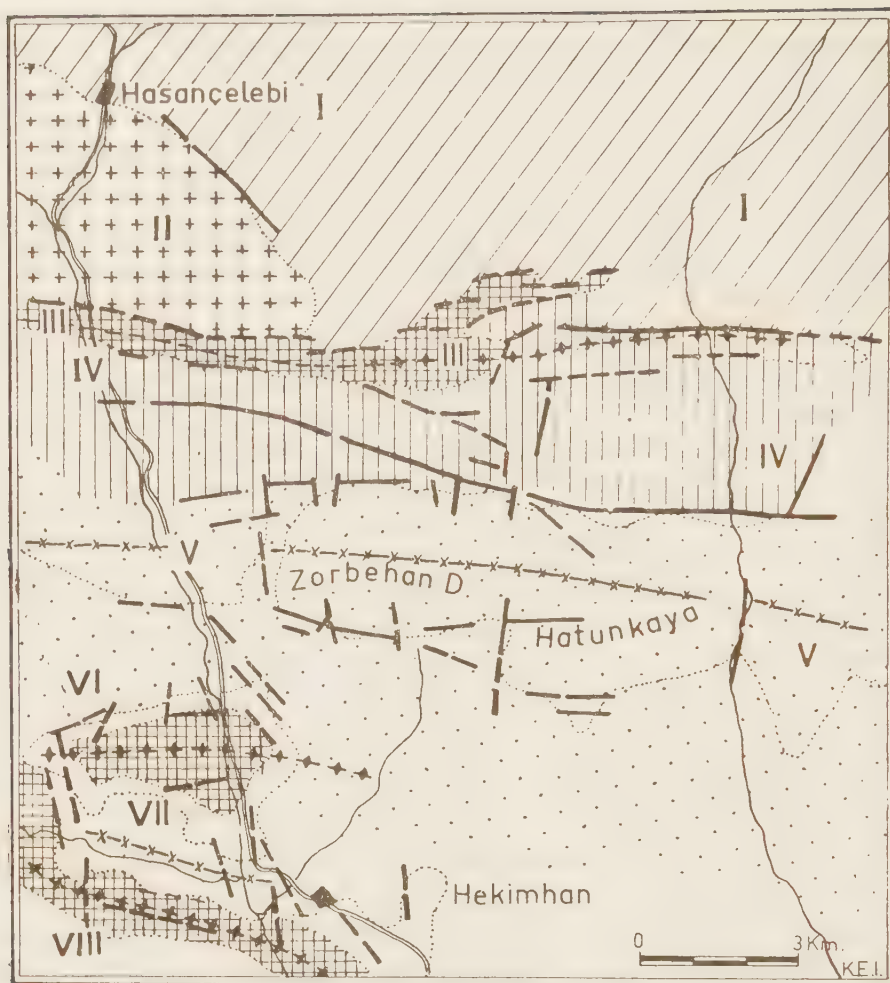
Im Zusammenhang mit der jüngeren Bruchtektonik steht der junge andesitische und basaltische Vulkanismus (finaler Vulkanismus!).

Der Ablauf der alpidischen Orogenese des engeren Arbeitsgebietes ist mehr durch die petrochemischen Variationen der magmatischen Erscheinungen und ihre Wechsellagerung mit einzelnen Sedimentations-Zyklen gekennzeichnet und weniger durch ausgeprägte Faltungsphasen. Die tektonischen Effekte des gesamten orogenetischen Ablaufes äussern sich vielmehr in einer ausgeprägten Bruchtektonik.

III. 2 DIE GROSSTRUKTUREN

Das Gebiet lässt sich, von Norden nach Süden, in folgende grossteutonische Einheiten gliedern (siehe Abb. 6).

- I. Nördliche Tertiär-Muldenzone
- II. Syenitporphyr-Massiv von Hasançelebi
- III. Serpentin-Horst von Culfalı und Karaköçek
- IV. Vulkanit-Zone von Keşderesi und Kara Dağ
- V. Südliche Oberkreide-Eozän-Mulde (Hekimhan-Hochmulde)
- VI. Dinekkaya-Serpentin-Kuppel
- VII. Karadere-Oberkreide-Mulde
- VIII. Mindiği-Serpentin-Horst



**Abb. 6 - Tektonische Übersichtsskizze der östlichen
Hekimhan - Hasançelebi - Zone**

Zone I. — In der nördlichen Tertiär-Mulde liegen terrestrische Sedimente diskordant und transgressiv über mariner Oberkreide und Ophioliten i.e.S. (Zone III) sowie (im Westen) über den bereits freigelegten Syenitporphyren (Zone II). Diese nördliche Tertiär-Mulde endet im Süden am Nordrand des Culfah-Karaköçek Serpentinit-Horstes, der längs seiner Nordflanke mit einer E-W-streichenden und steil nach N einfallenden Störungslinie begrenzt ist. Die tertiären Sedimente dieser Mulden-Zone werden im Norden von den Basalten überlagert.

Zone II. — Zwischen dem Westteil des nördlichen Serpentinit-Horstes (Zone III) und der Ortschaft Hasançelebi liegt das nach der gleichen Ortschaft benannte Syenitporphyr-Massiv. Sein Südrand wird vom Störungs-

zug des Serpentin-Horstes begrenzt. Wie der weitere Verlauf nach Westen zeigt, ist die Intrusion des Syenitporphyres offensichtlich an diese bedeutsame E-W-Struktur gebunden. Der Ostrand des Syenitporphyr-Stockes gegen die Tertiär-Muldenzone (Zone I) wird durch zwei 120° bis 135° streichende grosse Bruchlinien markiert. In ihrem Verlauf drängen vermutlich auch die jüngeren Andesite empor.

Zone III. — Südlich der beiden bereits besprochenen Zonen schliesst sich die E-W-streichende Aufwölbung des Serpentin-Horstes von Culfalı-Karaköçek an. Er stellt das markanteste grosstektonische Struktur-Element des gesamten Arbeitsgebietes dar. Auch in den Geländeformen tritt diese Horstzone deutlich hervor. Sie ist sowohl an ihrer Nord- als auch an ihrer Südflanke durch starke E-W-streichende Bruchlinien begrenzt. Wie die beigegefügte Profilserie und die aus dieser Zone dargestellten s-Pol-Diagramme zeigen, handelt es sich hier sicher um eine ältere, E-W-streichende Sattelzone (Faltentektonik!), die erst im Verlaufe der jüngeren Bruchtektonik in einzelne Schollen und Schollenstreifen zerlegt wurde.

Im Ostteil dieses Horstzuges, nördlich des Dorfes Karaköçek, treten an der Südflanke dieser Struktur Schicht-Überkipnungen auf, die zum Teil auch in lokalen, südvergenten Aufschiebungen erkennbar sind.

Auf die an diesen Serpentin-Horst gebundenen Eisenlagerstätten wird später eingegangen.

Zone IV. — Südlich des nördlichen Serpentin-Horstes schliesst sich die sog. «Vulkanit-Zone» an. Sie besteht aus Oberkreide-Sedimenten sowie mehr oder weniger konkordant eingelagerten submarinen Ergüssen (Diabase, Spilite und vulkanische Agglomerate) und Tuffiten. Im östlichen Teil wird diese Vulkanit-Zone von einer 90° bis 100° streichenden Verwerfung nach Süden hin begrenzt. Im Westen markieren parallel dazu verlaufende Störungen ebenfalls die südliche Grenze. Die gesamte Zone ist im Norden gegen den Serpentin-Horst ebenfalls tektonisch begrenzt, meist durch steile Abschiebungen. Erst östlich von Karaköçek treten im Sazçay-Tal-Bereich die bereits erwähnten, südvergenten Aufschiebungen bei überkippter Lagerung der Schichten auf.

Die E-W-streichenden Bruchlinien dieser Zone werden von den jüngeren trachytischen und andesitischen Eruptionen als Förderwege benutzt. So ist im gesamten Gebiet eine grosse Zahl kleinerer und kleinster Trachyt- und Lamprophyrgänge verbreitet, die alle zwischen 90° und 120° streichen und eine deutliche räumliche Bindung an die Bruchzonen erkennen lassen.

Südlich von Kumtepe liegt ein Pyroxen-Andesit-Körper, dessen lokale tektonische Bindung bemerkenswert erscheint: In diesem Bereich kreuzt sich

die südöstliche Fortsetzung des östlichen Rand-Bruches des Hasançelebi-Syenitporphyr-Massives mit den E-W-streichenden Bruchstrukturen unserer Zone IV. Es ist durchaus möglich, dass diese ungewöhnlich flächenhaft entwickelte Extrusion durch die Kreuzung der beiden grosstektonischen Bruchlinien in diesem Raum vorgezeichnet wurde (vergleiche hierzu Erläuterungen und Kluftdiagramm K. 8).

Zone V. — Die anschliessende «südliche Oberkreide-Eozän-Mulde» wird aus einem hangenden Komplex eozäner Kalke und einer liegenden Serie «flyschartiger» Oberkreide-Sedimente (eigentliches Hekimhan-Becken) aufgebaut. Dabei ist zu bemerken — wie das Profilblatt und die geologische Karte zeigen —, dass die marinen Oberkreide-Sedimente sich nordwärts mit den Vulkaniten der Zone IV verzahnen. Im Nordteil der gesamten, weit-spännigen Sediment-Mulde sind als stratigraphisch und topographisch höchste Partien die Oberkreide-Eozän-Kalke des Zorbehan Dağ und des Hatunkaya erhalten geblieben. Die Gipfel dieser Gebirgsgruppe erreichen, bei generellem E-W Streichen der gesamten Serie, Höhen von nahezu 2000 m und bilden dadurch sehr einprägsame Aufschlüsse.

Der Nord-Rand der gesamten Sediment-Zone V wird durch die bereits erwähnten E-W-streichenden Brüche gegen die Vulkanit-Zone IV abgegrenzt. Lokale E-W und N-S verlaufende Störungen zerlegen den gesamten Streifen in ein grosses Schollen-Mosaik. Dies tritt besonders an der Kalk-Hochmulde des Zorbehan Dağ hervor, die ihrerseits grabenartig in die unterlagernden «flyschartigen» Sedimente eingebrochen ist.

Zone VI. — Im SW der südlichen Oberkreide-Tertiär-Muldenzone folgt als eigenes, kleines Strukturelement die sogenannte «Dinekkaya-Kuppel». Am Aufbau dieser Struktur beteiligen sich im Kern Serpentinite, denen — von innen nach aussen — transgressive Oberkreide folgen. Die Durchbruchschlucht des N-S verlaufenden Kuruçay bietet diesbezüglich sehr schöne Profilschnitte. Tektonisch und morphologisch bildet die Dinekkaya-Kuppel eine E-W gestreckte Aufwölbung, deren Längsachse sowohl nach E als auch nach W eintaucht. Der freigelegte Serpentin-Kern und die umhüllenden Sedimentgesteine sind durch N-S und E-W verlaufende Bruchlinien lokaler Natur in einzelne Schollen zerlegt.

Zone VII. — Zwischen die Dinekkaya-Kuppel und den südlichen Serpentin-Horst von Mindiği schaltet sich, etwa auf der Höhe von Hekimhan, eine kleine, E-W-streichende Sedimentmulde ein, die Muldenzone von Karadere. An ihrem Aufbau beteiligen sich die Sedimente der Oberkreide-Transgressionsserie, Campan-Riffkalke mit der folgenden «flyschartigen» Oberkreide sowie die bunte detritische Serie des Oligozäns. Diese Zone wird im Westen durch die nördliche Verlängerung des Serpentin-Körpers des Mindiği-Horstes und im Osten durch die Einbruchszone, der hier das Kuruçay -

Tal folgt, begrenzt. In dieser Zone herrschen nur N-S verlaufende lokale Störungen vor.

Zone VIII. — Südlichste Einheit des engeren Arbeitsgebietes ist der Serpentin-Horst von Mindiği. Er streicht E-W bis ESE-WNW und ist hauptsächlich aus den Ophioliten i.e.S. aufgebaut, welche auch zum Teil mit der Radiolarit-Hornstein-Serie und den Resten eines metamorphen Kalkes vergesellschaftet sind. ESE-WNW-streichende Störungen treten im Mindiği-Serpentin-Horst weniger hervor. Lediglich 120° streichende Bruchlinien besitzen hier grössere Bedeutung. An ihnen wurde die den Ophioliten auflagernde Radiolarit-Hornstein-Serie, die über mehrere km streicht, antithetisch in den Serpentinikörper versenkt.

III. 3 KLEINTEKTONISCHE MESSUNGEN

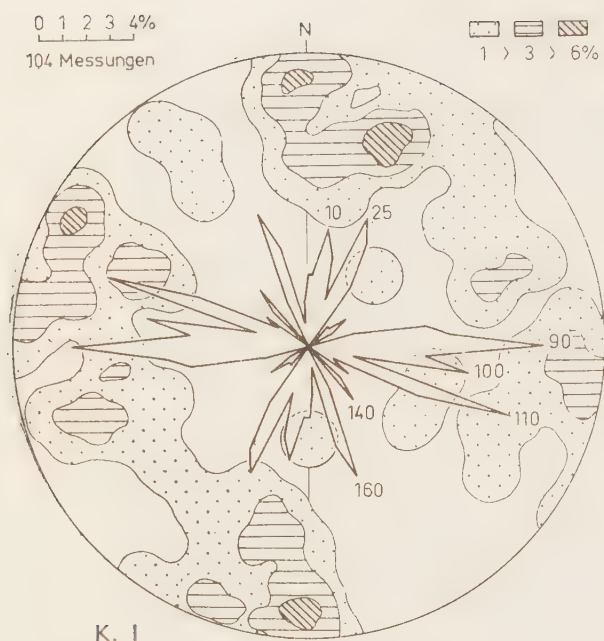
Da im Hekimhan-Hasançelebi-Gebiet eine ausgesprochene Bruchtektonik vorherrscht, der gegenüber die älteren Faltelemente auffallend zurücktreten, wurden als Raumdaten für eine tektonische Analyse, ausser den beigelegten drei s-Pol-Diagrammen, nur Kluftmessungen aus zwölf repräsentativen Teilbereichen statistisch zusammengefasst.

Die Auswertung der tektonischen Daten vollzog sich nach den üblichen gefügekundlichen Methoden: Für die s-Pol-Diagramme wurde das sogenannte Schmidt'sche Netz mit unterer Lagenkugeldarstellung verwendet, für die Kluftdiagramme die obere Lagenkugeldarstellung in Pol-Projektion. Im Gelände wurden ca. 1500 Messungen von Stress-Klüften durchgeführt, wobei die auch im geologischen Kartenbild erscheinenden grösseren Störungen (Strain-Tektonik) herausgehalten wurden.

Nur für das Sammeldiagramm (siehe Abb. 11), welches die Übereinstimmung der Hauptrichtungen der (Stress-) Kleinklüfte mit dem Verlauf der Talzüge zeigen soll, wurden ca. 100 (Strain-) Störungen mit dargestellt.

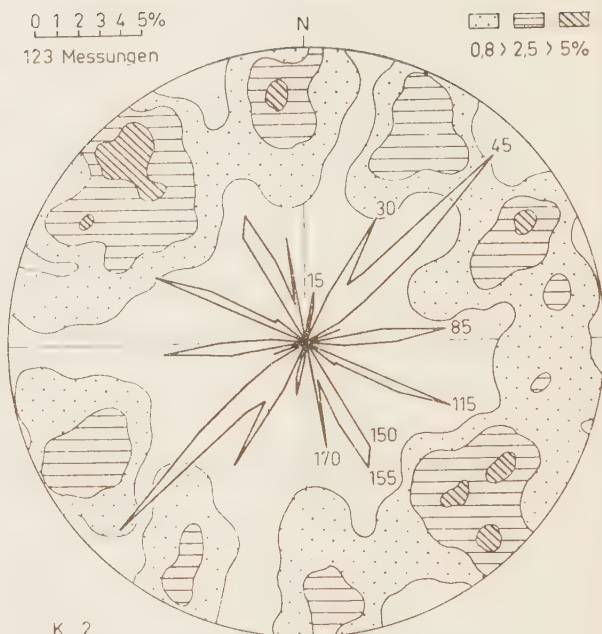
Nach dem geologischen Kartenbild treten einige markante, grosse Bruch-Richtungen durch den Verlauf und die Begrenzung der grosstektonischen Strukturen hervor. Es sind dies :

- 1) die auch im Gelände deutlich hervortretenden, E-W-streichenden Bruch-Strukturen (z.B. nördlicher Serpentin-Horst, Zone III). Diese E-W-Brüche treten im ganzen Gebiet als steile Verwerfungen oder flachere, lokale Schollen-Grenzen auf.
- 2) Als nächste Struktur-Richtung treten Bruchlinien von 120° bis 135° Streichen hervor (z.B. E-Grenze des Hasançelebi-Syenitporphyr-Massives, Bruchlinien parallel dem Unterlauf des Kuruçay um Hekimhan usw.).



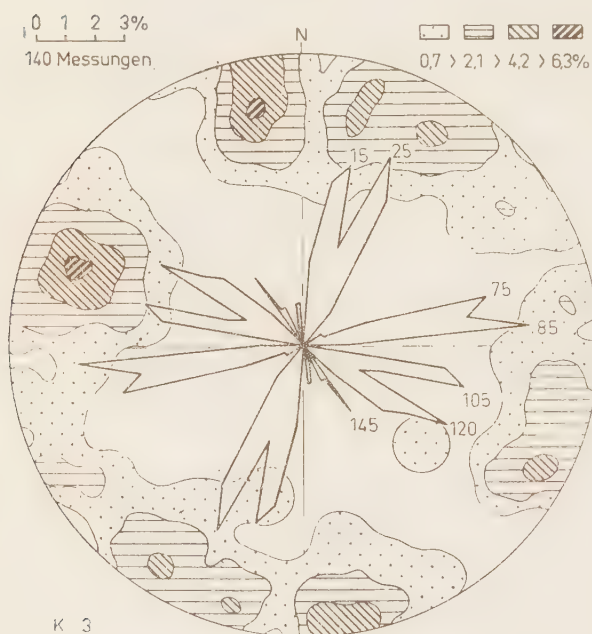
K. 1

Messbereich: horizontal liegende Kalke von
Kaletepe «Zone III»



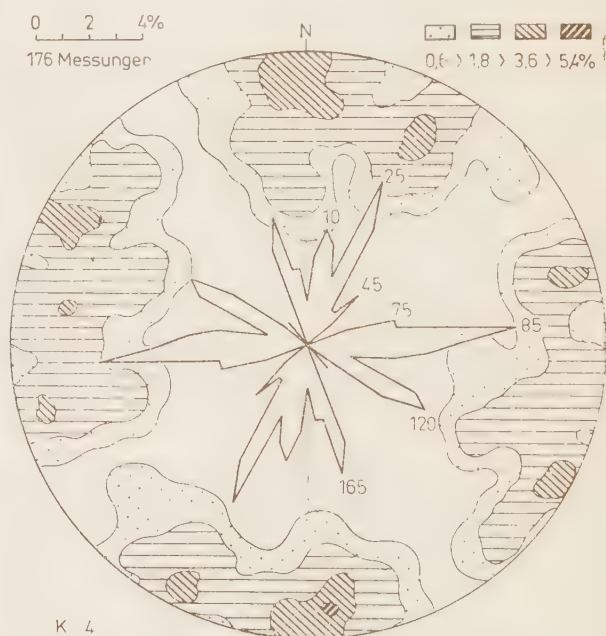
K. 2

Messbereich: Karamağara, Devci vererzte
Kalke «Zone III»



K. 3

Messbereich: südöstlich von Karatepe
«Zone III»



K. 4

Messbereich: steil nach N einfallende Kalke
östlich von Karatepe (N-Flanke des Serpentin-
Horstes) «Zone III»

Abb. 7

- 3) Von verhältnismässig lokaler Bedeutung sind dagegen die N-S-streichenden Brüche, die jedoch im gesamten Arbeitsgebiet immer wieder hervortreten.

Bei den kleintektonischen Aufnahmen zu Konstruktion von Kluftdiagrammen war deshalb von vorne herein zu erwarten, dass diese übergeordneten Bruchlinien auch in jedem Diagramm richtungsmässig vertreten sein müssen.

Im folgenden sollen die einzelnen Kluftdiagramme, nach Zonen geordnet, kurz erläutert werden (vgl. auch die geologische Karte) :

Gruppe I : Sedimentflanken des nördlichen Serpentin-Horstes (Zone III).

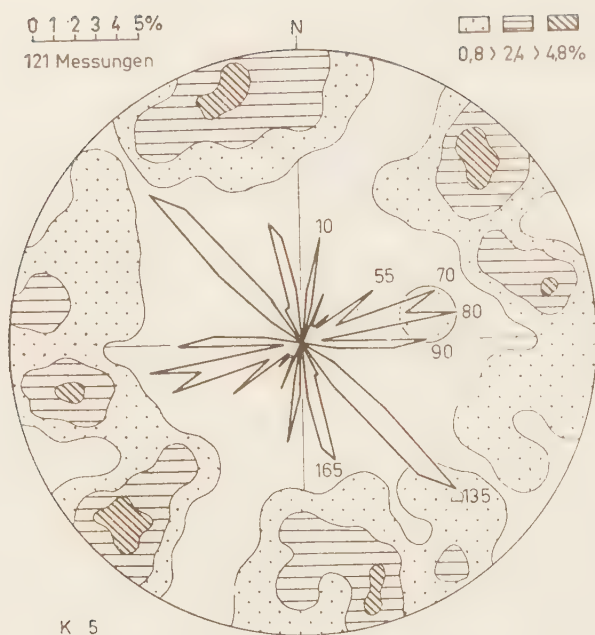
Diagramm K. 1 (Messbereich horizontal liegende Kalke von Karatepe) Hier ergibt sich ein typischer Zusammenhang zwischen den E-W-streichenden, grosstektonischen Bruchstrukturen und den lokalen Kluftmaxima, welche um die 90°-Richtung pendelnd, auch im Kartengebiet hervortreten. Senkrecht dazu stehen 10° bis 25° und 160°-Kluftsysteme, die als Streckungsklüfte (ac-Klüfte) zum älteren B-Plan (vgl. s-Pol-Diagramme, Abb. 10) aufgefasst werden können und nachträglich (als jüngste Störungen) bei Scherbeanspruchung wieder aufgelebt sind.

Diagramm K. 2 (Messbereich : Karamağara, Deveci, vererzte, steil nach S einfallende Campan-Kalke).

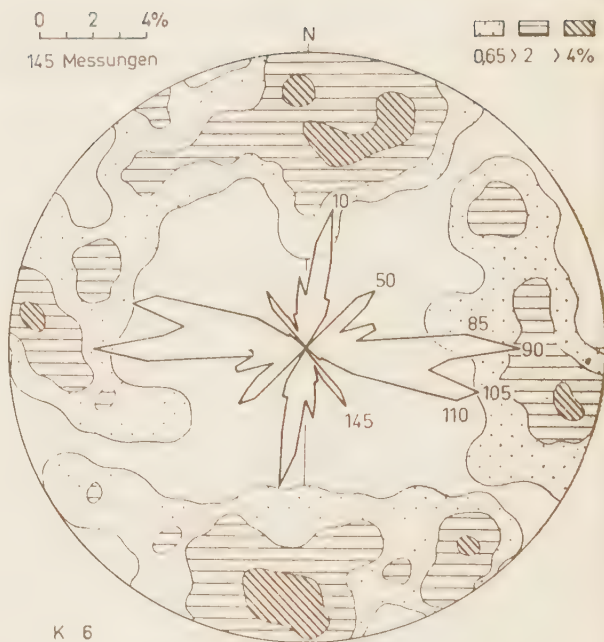
Die sideritisierten bzw. limonitisierten Kalke von Karamağara lassen im 45°-Maximum ein ungleichwertiges Kluftsystem erkennen. Dadurch wird eine Analyse vieldeutiger. Dieses 45°-Maximum überdeckt sich nämlich auch mit einer ältesten NE-SW-Richtung. Solche regional verbreiteten NE-SW-Richtungen werden auch von LOCHER (1959) aus dem südwestlich gelegenen Tahtalı Dağ erwähnt, die sich dort als alte Strukturrichtungen des paläozoischen Kerns feststellen lassen. Die übrigen Maxima stellen wahrscheinlich die Scherkluftpaare einer jüngeren Stresstektonik dar. Das 85°-Maximum deutet alte hOl-Klüfte an, die später als Randbrüche des Horst-Zuges wieder auflebten.

Diagramm K. 3 (Messbereich : in sandigen, mergeligen Oberkreide-Schichten südöstlich von Karatepe (S-Flanke des nördlichen Serpentin-Horstes!). In der flyschartigen Oberkreide treten verschiedene Kluftsysteme hervor. Das 75°-bis 85°-Maximum, das stärker nach N einfällt als nach S, repräsentiert — wie oben gesagt — zum Teil ältere hOl-Klüfte, die auch in der jüngeren Bruchzone des Horstzuges wieder erscheinen. Die 15°-und 25°-Maxima könnten als Okl-Klüfte oder als parallele Zugklüfte zu den in der Nähe vorkommenden NNE-SSW-Störungen angenommen werden.

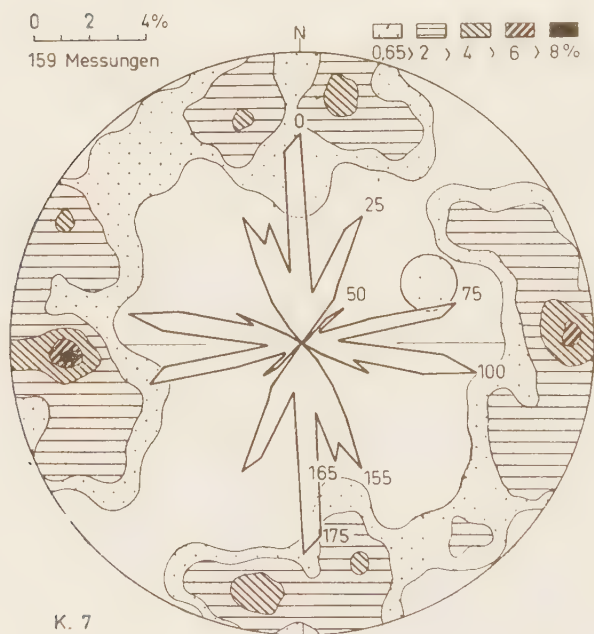
Diagramm K. 4 (Messbereich : steil nach N einfallende Kalke östlich der Erzlagstätte von Karatepe (N-Flanke des Serpentin-Horstes).



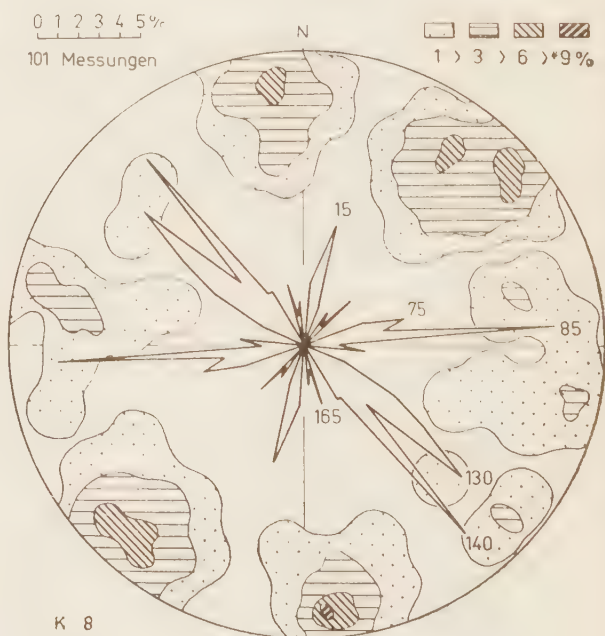
Messbereich: horizontaler Scheitelpunkt der Kalkmulde von Sivrikaya «Zone III»



Messbereich: Trachyt-Körper von Karadağ, nördlich Çanakkale «Zone IV»



Messbereich: Trachy-andesite vom nördlichen Karaköçek «Zone IV»



Messbereich: Pyroxenandesit-Ergussmasse südlich von Kumtepe «Zone IV»

Abb. 8

Der Messbereich stellt den Nordrand des engeren Horstzuges, also etwa genau das symmetrische Gegenstück zum Diagramm K. 3 dar. Beanspruchungsplan und straintektonische Reaktion müssen in beiden Bereichen annähernd gleich gewesen sein, wie die auffallende Kongruenz der Kluftmaxima zeigt. In den relativ spröden Kalken ist lediglich das Scherkluft-System des N-S-Spannungsplanes stärker ausgeprägt (25°- und 165°-Maximum zusätzlich!).

Diagramm K. 5 (Messbereich: Klüftung im horizontalen Scheiteltbereich der Kalkmulde von Sivrikaya, südöstlich von Otmanköy).

Die südlich des Serpentin-Horstes liegende kleine Oberkreide-Kalk-Mulde biegt nach ENE ein. Die jüngere E-W-streichende Bruchtektonik überdeckt dieses ältere Faltelement im spitzen Winkel, was aus dem 70°-bis 90°-Maximum zu erschen ist. Die 10°- und 165°-Maxima mögen wiederum ein untergeordnetes Scherkluftsystem andeuten. Das stark hervortretende 135°-Maximum vertritt die jüngste Bruchrichtung (mit Blattverschiebungen), die, nach den Aufschlüssen im Hasaңelebi-Syenitporphyr-Massiv zu urteilen, sicher nacheozänen Alters ist. Als allerjüngste Bruchphase tritt nur mehr eine Wiederauflebung der E-W-Bruchlinien hervor!

Gruppe II: Vulkanit-Zone (Zone IV).

Diagramm K. 6 (Messbereich: Trachyt-Körper von Kara Dağ, nördlich Çanakpınar).

Die vorherrschenden Richtungen der Grosstrukturen treten in den Maxima 85° bis 90° und 150° bis 110° stark hervor. Ein E-W gerichteter Spannungsplan der Zerrungstektonik lässt sich im 10°-Maximum erkennen. Dies würde bedeuten, dass die im Trachyt-Körper — genau wie in seinem geologischen Rahmen (!) — abgebildeten Kluftpläne «nach-trachytischen», d. h. alttertiären Alters sein müssen. Andererseits können jedoch alle drei Maxima auch als Kontraktionskluftsysteme der trachytischen Ergussmasse gedeutet werden. Es würden sich dann vermutlich zwei Spannungspläne überdecken: nämlich ein primärer, welcher auf die Kontraktionsspannungen zurückzuführen ist sowie ein sekundärer, der der nachfolgenden Bruchtektonik entspricht.

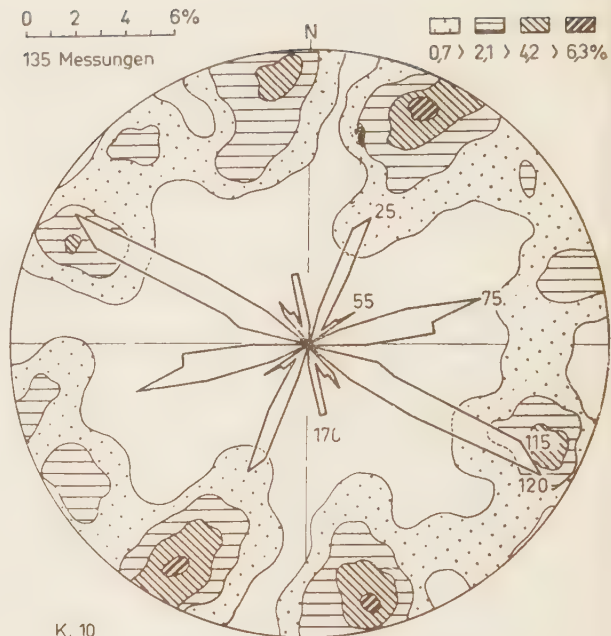
Diagramm K. 7 (Messbereich: Trachyandesite vom nördlichen Karaköçek).

Allein schon die Verbreitung dieses Trachyandesit-Körpers lässt erkennen, dass dieser an das Streichen des nördlichen Serpentin-Horst-Zuges gebunden ist. Das Aufdringen des Eruptivmaterials wurde vermutlich durch die bereits existierenden, E-W-streichenden Randbrüche an der S-Flanke der Horst-Zone vorgezeichnet.

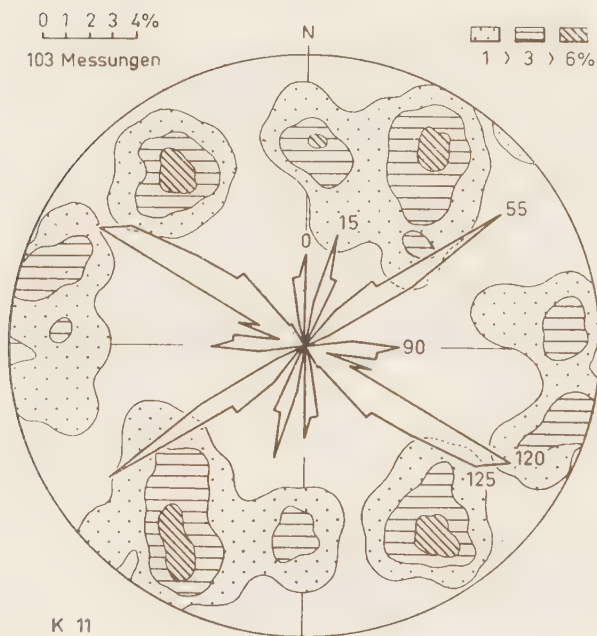
Auch hier ist, wie in Diagramm K. 6, die Annahme berechtigt, dass die lokalen Kontraktionsklüfte durch die jüngeren Bruchbewegungen benutzt



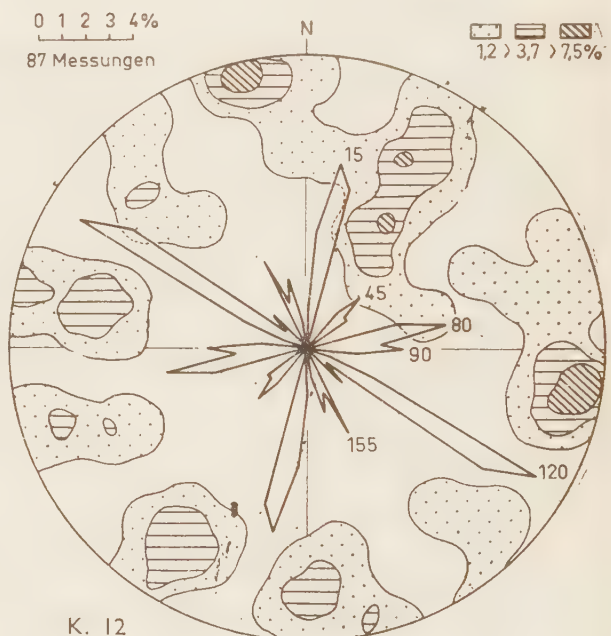
Messbereich : Zorbehan-Region, Zentrum der Eozän-Kalkmulde «Zone V»



Messbereich : «Flyschartige» Oberkreide-Sedimente südöstlich von Hatunkayası «Zone V»



Messbereich : Mindiği-Serpentinit-Horst, an der W-Flanke des Kuruçay-Talas «Zone VIII»



Messbereich : Serpentinit-Kern der Dinekkaya-Kuppel «Zone VI»

Abb. 9

und verstärkt wurden. Es treten nämlich die typischen Kluft-Maxima der nördlichen Serpentin-Horst-Zone hervor, wie sie etwa gleicherweise in Diagramm K. 1 (in Kalken von Kaletpe) und Diagramm K. 4 (in Kalken von der N-Flanke) abgebildet sind.

Lediglich das 0° -Maximum scheint für diesen Bereich materialspezifisch (Zug- bzw. Kontraktionsklüfte?), also von lokaler Bedeutung, zu sein.

Diagramm K. 8 (Messbereich: Pyroxenandesit-Ergussmasse südlich von Kumtepe).

Die im Diagramm K. 8 erscheinenden Maxima von 85° bzw. 130° bis 140° treten weder im Kartenbild noch im Gelände hervor. Doch weist die gesamte Ergussdecke eine intensive, lokale Zerklüftung auf. Es hat deshalb den Anschein, als ob sich hier die Bruchrichtungen eines älteren Beanspruchungsplanes bei neuerlicher Bewegung aus der Unterlage in die vulkanische Überdeckung «durchgepaust» hätten. Es ist nämlich auffallend, dass der hier betrachtete Messbereich in der streichenden Fortsetzung der grossen 135° -Randbrüche des Hasaengelebi-Syenitporphyr-Massives und gleichzeitig in dem Kreuzungsbereich der E-W-streichenden Vulkanit-Achse mit dieser 135° -Bruchzone liegt.

Gruppe III. — Südliche Kreide-Eozän-Mulde (Zone V).

Diagramm K. 9 (Messbereich : Zorbehan-Region, Zentrum der Eozän-Kalk-Mulde).

Die deutlich hervortretenden 20° -bis 30° -und 130° -bis 145° -Maxima lassen sich als gleichwertiges älteres Scherkluftpaar deuten, welches jedoch im Kartenbild nicht hervortritt! Es handelt sich hier offensichtlich um reine Stresstektonik, die keinerlei grössere Versetzungsbeträge bewirkte. Erst die schwachen 90° -und 175° -Maxima verlaufen parallel zu den grosstektonischen Richtungen.

Diagramm K. 10 (Messbereich: sandige Mergelserie der «flysch-artigen Oberkreide» südöstlich von Hatunkaya).

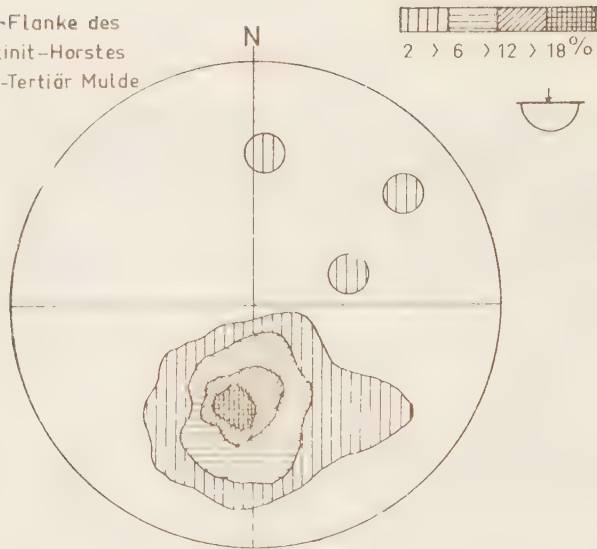
Die im N des Kartengebietes dominierende E-W-Richtung der Grossstrukturen und der Klufttektonik dreht im SE des Gebietes im Uhrzeigersinn nach WNW-ESE ein, wodurch hier nun die 115° -und 120° -Maxima hervortreten. Ein 75° streichendes Maximum stellt sicher das Erbe einer im Gebiet sonst sehr stark ausgeprägten E-W-Richtung dar. Bruchlinien von 25° bzw. 165° weisen im südlichen Arbeitsgebiet stets antithetische Verstellungen auf.

Gruppe IV :

Diagramm K. 11 (Messbereich: der Serpentin-Kern der Dinekaya-Kuppel (Zone VI) (vgl. auch s-Pol-Diagramm, Abb. 10).

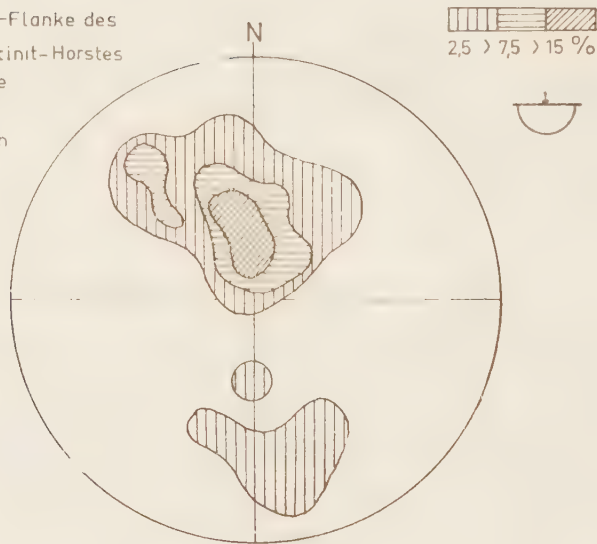
Messbereich: N-Flanke des
nördlichen Serpentin-Horstes
und S-Rand der N-Tertiär Mulde

49 Messungen



Messbereich: S-Flanke des
nördlichen Serpentin-Horstes
und Vulkanit-Zone

38 Messungen



Messbereich:
Dinekkaya-Kuppel

14 Messungen

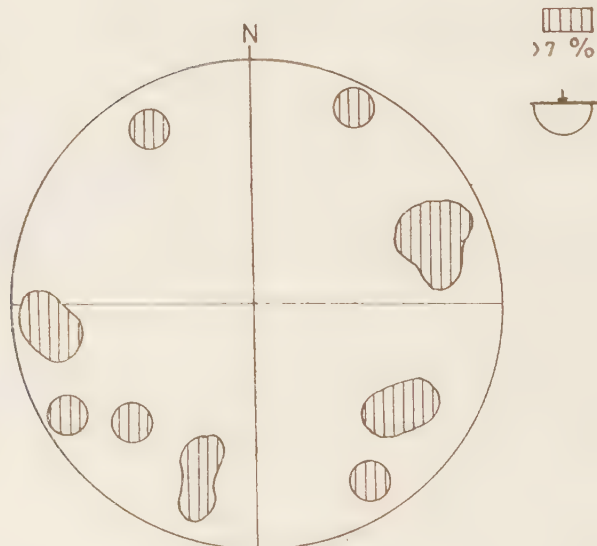


Abb. 10 - S - Pol Diagramme

Die Maxima 55° und 120° bis 125° treten ungewöhnlich stark hervor. Diese Klüfte stellen wahrscheinlich die mit der Normalspannung innerhalb der Kuppel hervorgerufenen Scherklüfte (hkO-Klüfte) dar. Das 55° -Maximum läuft aber auch etwa mit den grosstektonischen ältesten NE-SW-Richtungen parallel (siehe Diagramm K. 2). In diesem Fall überdecken sich vermutlich zwei Spannungspläne, nämlich ein primärer, der älter ist sowie ein sekundärer, der auf die nachfolgenden Normalspannungen zurückzuführen ist. Die sekundären Maxima 0° und 15° überdecken sich mit den Bruchlinien der Zerrungstektonik und das 90° -Maximum mit der generellen Streichrichtung. Sie sind gelegentlich auch als paarweise auftretende hOl- und Okl-Klüfte zu erkennen.

Diagramm K. 12 (Messbereich: Mindiği-Serpentinit-Horst, an der W-Flanke des Kuruçay-Tales (Zone VIII)).

Das Massiv weist 15° - und 120° -Maxima, etwa wie Messbereich K. 10 auf. Bemerkenswert ist das Auftreten des 120° -Maximums mit einem flacheren Einfallen nach N. Es stellt wahrscheinlich eine im Uhrzeigersinn nach WNW-ESE drehende Richtung dar, die sich auch im Südosten des Gebietes stark bemerkbar macht. Sie läuft andererseits parallel zum südlichen Bruchrand des Serpentinit-Horstes. Während das 45° -Maximum sich — wie Diagramm K. 11 — mit der ältesten Richtung des Gebietes überdeckt, läuft das 80° - bis 90° -Maximum parallel der E-W-Struktur, und das 15° -Maximum deutet dabei wiederum auf Zugklüfte (ac) eines präexistenten B-Planes hin, die als jüngste Bruchrichtung nochmals auflebten.

III. 4 ZUSAMMENFASSUNG

Nach einer kritischen Prüfung der grosstektonischen Strukturelemente und der kleintektonischen Messungen ergibt sich im grossen und ganzen eine Bestätigung des aus den feldgeologischen Aufnahmen ableitbaren tektonischen Geschehens, wie dies in der Einleitung bereits dargelegt wurde.

Die erste Anlage eines Grossfaltenbaues, die noch heute in den Aufwölbungsachsen der Ophiolitzone hervortritt, muss bereits vor der Campan-Transgression existiert haben.

Die Aufschlüsse zeigen, dass das Campan-Transgressions-Konglomerat nicht nur Ophiolitkomponenten führt, sondern weitgehend auch Radiolarite und Kalke, die das ursprüngliche Hangende der Ophiolit-Serie bildeten, heute aber in weiten Gebieten vollständig erosiv entfernt sind.

Ein weiterer Hinweis auf die frühe Existenz dieser paleogeographisch wirksamen Aufwölbungszonen der Ophiolitserie bietet die Beobachtung, dass die Konglomerat-Serie der Oberkreide gegen die Scheitelachse der Aufwölbungen bzw. Horste an Mächtigkeit abnehmen.

Erst die Hippuriten-Riffkalke des Campanien überlagern das weitspannige Mulden-Rücken-Relief mit annähernd gleichbleibender Mächtigkeit.

Dabei ist es auffällig, dass die Campan-Hippuritenriffe stets an die alten Erhebungszonen der Ophiolit-Serie gebunden sind.

Eine nächste, schwache Faltungsphase deutet sich in der Ausbildung und Verbreitung des Alttertiärs an. Die tektonischen Bewegungen sind stärker lokalisiert. Die marine Sedimentation geht vom Maastrichtien in das Lutétien über. Dabei ist es bemerkenswert, dass in diesen konkordanten Profilen weder Danien noch Paleozän nachweisbar ist. Innerhalb dieser Serien treten weder Diskordanzen noch Transgressionskonglomerate auf.

Es gibt aber Gebiete (wie südliche Anschlussgebiete, z. B. Kesikköprü-Serpentinit-Massiv), in denen die Oberkreide-Kalke an den Nordrändern der Serpentinit-Horste nach Norden einfallend auftreten. Im Gegensatz dazu liegt in den Südflanken der Serpentinit-Horste transgressives Eozän (Lutétien) ohne Basalkonglomerate und ohne unterlagernde Oberkreide-Kalke.

Auch in der Verbreitung der terrestrischen Serien des Tertiärs deutet sich eine Wiederbelebung der alten Strukturelemente insofern an, als auch diese Schichten in ihrer faziellen Ausbildung und paleogeographischen Verbreitung vom Verlauf dieser Grosstrukturen beeinflusst werden.

Weiterhin müssen die E-W-streichenden Strukturen eine Wiederbelebung erfahren haben, wie die heutige tektonische Begrenzung der einzelnen Grosstrukturen allein schon nach der Profil-Serie zu erkennen gibt.

Soweit der ältere Faltenbau nachgewiesen werden kann, streichen seine Achsen alle ungefähr E-W. Parallel dazu verlaufen auch jene grossen Bruchlinien, die heute sowohl den nördlichen Serpentinit-Horst als auch die jüngere Vulkanit-Zone begrenzen. Bei der ersten Anlage des B-Planes mag ein Grossteil der N-S-Brüche in Form von alten ac-Klüften vorgezeichnet worden sein.

Als verhältnismässig junge, grosstektonische Strukturrichtung erscheinen dann noch alle jene durch NW-SE verlaufenden Brüche bedingten geologischen Grenzen. Diese Richtung prägt sich auch in lokaler Stress-Tektonik einzelner Bereiche deutlich aus. Es handelt sich hier offensichtlich um einen übergeordneten, regionalen Spannungsplan, der die älteren Strukturelemente im spitzen Winkel überschneidet.

Die relative Altersfolge der einzelnen Strukturrichtungen lässt für den betrachteten Bereich etwa wie folgt angeben:

- 1) eine NE-SW-Richtung
- 2) eine etwa E-W-Richtung (sehr markant)
- 3) eine N-S bis NNE-SSW-Richtung
- 4) eine NW-SE-Richtung
- 5) eine wiederbelebte E-W-Richtung

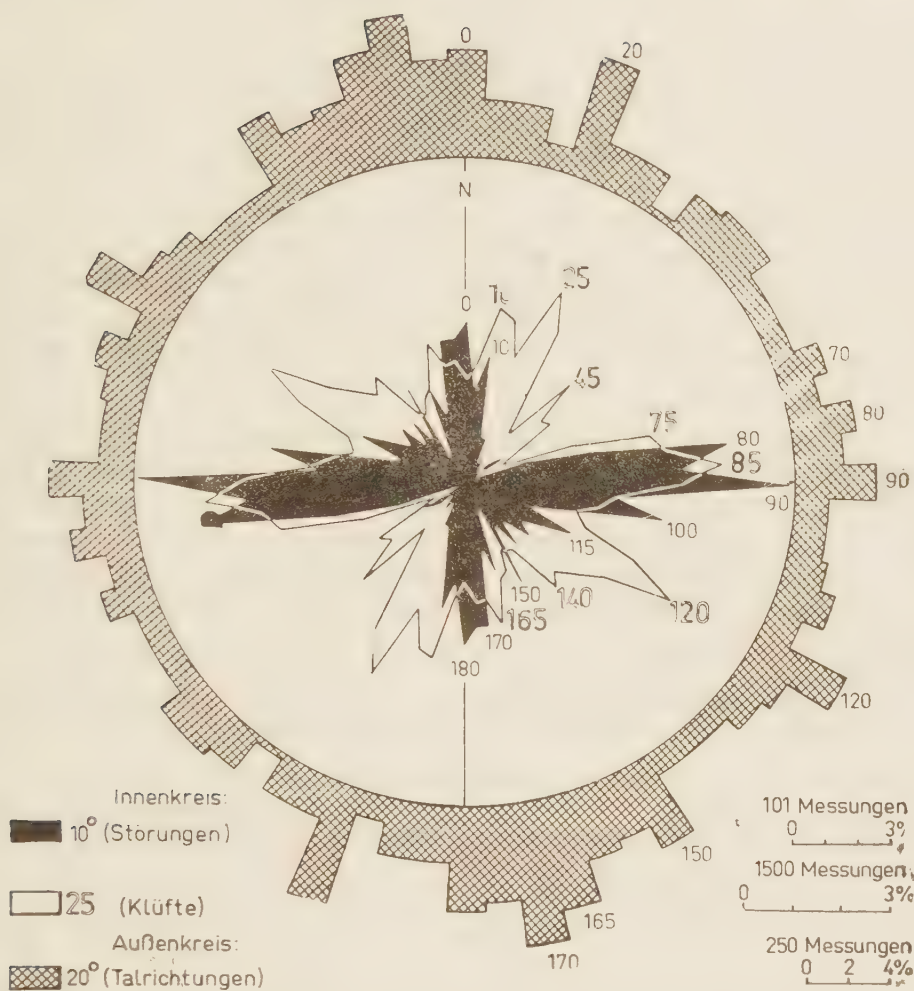


Abb. 11 - Sammeldiagramm zum Vergleich der Streichrichtungen von Tälern, Klüften und Störungen im Hekimhan - Gebiet

IV. LAGERSTÄTTEN

IV. 1 KURZER ÜBERBLICK

Die Erzlagerstätten der Hekimhan-Hasançelebi-Zone liegen im östlichsten Teil jener Erzzone, die sich vom Sazçay (Kötüçay)-Tal über Karaköçek, Dereköy, Karakuz bis Kuluncak in einer Länge von ca. 50 km nach Westen erstreckt.

Die früheren Aufnahmen der Lagerstätten des Hekimhan-Hasançelebi-Raumes finden wir in den Berichten von POLDINI (1936), PILZ (1937),

MÜLLER (1937), ZIEGLER (1937), BLUMENTHAL (1938), KOVENKO (1938/40) und ZIMMER (1952).

Während PILZ (1937) und MÜLLER (1937) die Erze von Deveci, sowohl Anstehendes wie auch lose Gerölle, wegen ihrer unregelmässigen Verbreitung an der Oberfläche als Lateritbildungen deuteten, spricht ZIEGLER (1937) von eventuell primären Karbonaterzen. Er fand in der Nähe von Mağara (r: 14 800; h: 07 250) in den zum Teil limonitisierten Erzen Ankerit-Verwachsungen und machte ferner darauf aufmerksam, dass der Magnetit hier in den Vorkommen der östlichen Hekimhan-Hasançelebi-Zone vollkommen fehlt. KOVENKO (1938 a) dagegen behauptete, dass das unter dem hydrostatischen Niveau liegende Erz aus Hämatit und Magnetit (Kupferkies) bestehe.

ZIMMER (1952) fand in dem auf seine Veranlassung vorgetriebenen Stollen als primäres Erz Siderit. Die ersten Aufschlussbohrungen, die hauptsächlich in der Oxydationszone lagen, wurden im Jahr 1959 (YILMAZ, 1960) ausgeführt, weitere, die der Erschliessung primärer Sideriterze galten, im Sommer 1961 (İZDAR, 1961). Während der montangeologischen Bearbeitungen der Lagerstätte von Deveci erfolgte für die Fe-Gehalt-Bestimmungen eine ständige Probeentnahme aus den gewonnenen Bohrkernen.

Für die feldgeologische Unterscheidung des Siderits, Ankerits und Kalzits wurde die Färbungs-Methode nach MANN (1955) verwendet.

IV. 2 KURZE BESCHREIBUNG DER EINZELNEN VORKOMMEN DER ÖSTLICHEN HEKİMHAN-HASANÇELEBİ-ERZZONE (DIE LAGERSTÄTTEN VON DEVECİ)

Die wichtigsten Vorkommen, die von Deveci, liegen am Südhang des Karaköçek-Culfalı-Serpentinit-Horstes, der sich bis zu 1500 m und 1650 m Höhe über N.N. erhebt.

Die kleinen Vorkommen von Çirzi liegen 1.5 km südwestlich von dem Dorf Çirzi und am nordwestlichen Abhang des aus Trachyt bestehenden Kara Dağ.

Vom Sazçay-Tal im Osten bis Karamağara im Westen (r: 10 550; h: 06 875) liegen mehr als 10 Vorkommen verschiedener Grösse auf einer Zone von 5 km Länge. Im folgenden sollen die wichtigsten Vorkommen an Hand von Spezialaufnahmen kurz beschrieben werden.

In *Karamağara Tepe I* ist ein Erzkörper erschlossen, der steil nach S einfallend dem Serpentinit aufliegt. Sein Ausbiss an der Oberfläche hat in NNE-SSW-Richtung eine Länge von ca. 150 m und eine Breite von maximal ca. 75 m. An Hand hier durchgeführter Bohrungen können über die Ausmasse des Erzkörpers in der Teufe folgende Aussagen gemacht werden: Die Oxydationszone reicht bis auf ca. 1500 m über N.N.; sie erreicht

in der Bohrung (S-1) ihre grösste Mächtigkeit mit 62 m (siehe Anl.V). Siderit wurde in der Bohrung S-32 bis 170 m durchgeteuft, was eine durchschnittliche Mächtigkeit der steil fallenden Lagerstätte von 85 m ergibt. Die liegenden Basalbrekzien zwischen dem Erzkörper und dem Serpentin zeigten sich zum Teil deszendiert limonitisiert.

Das Huterz hat hier einen durchschnittlichen Gehalt von 54 % Fe.

Karamağara Tepe II liegt nur 75 m östlich von I und ist von ihm durch eine Störung getrennt. Der aufgeschlossene Teil des dortigen Erzkörpers liegt horizontal direkt auf dem Serpentin-Horst, während der übrige Teil sehr steil unter Oberkreide-Sedimenten nach S einfällt. Die Länge, die in E-W-Richtung streicht, beträgt ca. 450 m, die Breite an der schmalsten Stelle nur 4 m. Auch hier führt das Huterz, das auch zur Zeit abgebaut wird, ca. 52-54 % Fe.

Der Erzkörper von *Karatepe*, auch *Denirtepesi* (= Eiserner Gipfel) genannt, bildet die Gipfelregion der gleichnamigen Erhebung. Es ist das grösste Vorkommen der Deveci-Erzlagerstätten und verfügt über einen Vorrat von ca. 10 Millionen Tonnen Limonit und Siderit. Der Ausbiss streicht ebenfalls E-W über 550 m Länge mit einer Breite bis zu 170 m.

Das Primärerz (Siderit und Ankerit) unter dem oberflächlich anstehenden eisernen Hut fällt mit 55° bis 60° nach S ein und wurde durch die Bohrungen (D-4 und D-5) bis in eine Teufe von ca. 300 m verfolgt.

Während die bisher beschriebenen Vorkommen im Bereich des Karaköke-Culfalı-Serpentin-Horstes dem Serpentin auf dem Kamm horizontal aufliegen und dann gegen S steil eintauchen, liegen die östlichen, bedeutend kleineren Vorkommen, die unter der Karaköke-Gruppe erwähnt werden, anscheinend neben dem Serpentin. Sie werden durch eine Störung gegen den Serpentin des Kamms abgesetzt und liegen so bei horizontaler Schichtung im gleichen Niveau mit ihm.

Das wichtigste dieser Vorkommen ist *Karaköke I*. Seine Länge, in ENE-WSW-Richtung streichend, beträgt ca. 250 m, die Breite maximal 60 m. In den angesetzten Bohrungen, die Erzmächtigkeit von ca. 35 m ergaben, wurde nur wenig Siderit angetroffen. Der Erzkörper ist völlig limonitisiert, besteht also aus Huterzen.

Die übrigen Vorkommen, die auf dem Serpentin-Horst bis zum Sazçay-Tal liegen, sind unbedeutende, völlig limonitisierte Erzlinien, die hier nicht weiter erwähnt werden.

IV. 3 ERZBESCHREIBUNG

Brauneisenerz (Limonit) und Siderit bilden die einzigen Abbauprodukte der Lagerstätte. An weiteren Mineralien lassen sich makroskopisch Pyrit, Kupferkies, Pyrolusit und Malachit erkennen. Erzmikroskopisch fanden sich

folgende weitere Erzminerale: Enargit, Zinkblende, Bleiglanz, Kupferglanz und gelegentlich Covellin. Das Primärerz der Lagerstätte sind die Karbonate Siderit und Ankerit, ausserdem die Sulfide, die nur in etwas jüngeren Gängen auftreten. Limonit und die übrigen Oxyde finden sich in der Oxydationszone.

IV. 31 Primärerze

Karbonaterze

Die Campan-Riffkalke wurden metasomatisch sideritisiert, was auf Seite 57 ausführlicher besprochen wird. Dabei ist die primäre Struktur der Kalke immer erhalten geblieben. Der *Siderit* ist makroskopisch sehr feinkörnig, kompakt. Daneben haben auch die zum Teil sehr grobkörnigen Füllungen der Fossilkerne und Drusen entsprechend grobe Sideritkristalle geliefert. Die Farbe des Sideriterzes ist hellgrau bis beige-gelblich und hängt sicher von der primären Beschaffenheit des Kalkes ab. Die untersuchten Proben zeigen, dass der Siderit 32-41% Eisen hat.

Der Siderit ist im allgemeinen hypidiomorph bis panallotriomorph und feinkörnig. Teilweise ist Pflasterstruktur zu beobachten, die — wie oben erwähnt — auf die primäre Kalkstruktur der Riffazies zurückzuführen ist. Unter dem Mikroskop zeigen die Sideritkristalle undulöse, eisblumenartige Schatten. In Anschliffen ist der Siderit an seinen gelblichen Innenreflexen deutlich zu unterscheiden. Eine Verdrängung des Siderits durch jüngere Sulfide und Kalzit ist öfters zu beobachten. Hierbei werden die Sideritkörner ganz unregelmässig lappig angefressen, wobei Kalzit und Pyrit den Siderit von den Korngrenzen aus verdrängen. Auch Verdrängungen durch Brauneisen und Nadeleisenerz sind in fast allen Schliffen zu sehen, die nahe der Oxydationszone entnommen wurden.

Öfters wird der Zonarbau der Sideritkristalle durch verdrängendes Nadeleisenerz deutlich hervorgehoben.

Die chemischen Untersuchungen ergaben folgende aus Oxydwerten umgerechnete Werte für die prozentuale Verteilung der Karbonate im Sideriterz :

FeCO_3	78.07 %
MnCO_3	7.93 %
CaCO_3	5.95 %
MgCO_3	4.30 %
	96.25 %

Während der Mn-Gehalt in den Einzelanalysen konstant bleibt, wechseln die Anteile an FeCO_3 , MgCO_3 und CaCO_3 je nach Zusammensetzung des Erzes, wobei der Gehalt an MgCO_3 10 % nicht übersteigt.

Manganspat (Rhodochrosit) ist manchmal in einigen Drusen an seiner rötlich-violetten Farbe makroskopisch erkennbar, aber eine definitive Trennung vom Eisenspat war unter dem Mikroskop nicht möglich. Dagegen lassen sich andere Manganträger, wie Pyrolusit und Manganit in der Oxydationszone leichter erkennen. Sonst ist das Mangan wahrscheinlich im Gitter des FeCO_3 eingebaut.

Ankerite, die unter dem Mikroskop von Siderit nicht zu trennen sind, wurden in manchen Bohrkernen durch die Färbungs-Methode nach MANN (1955) diagnostiziert.

Die Sulfide

Der durchschnittliche Schwefelgehalt der Lagerstätte ist ca. 0.3 % und ist hauptsächlich auf die Mineralien Pyrit, Kupferkies, Enargit, Zinkblende und Bleiglanz zurückzuführen. Sie sind auf Klüften in den Siderit eingedrungen.

Pyrit und Markasit

Nach den Karbonaterzen ist in den Vorkommen der *Pyrit* das häufigste Erzmineral. Er ist in zwei verschiedenen Ausbildungen zu beobachten. Als sedimentärer Pyrit finden sich selten sehr kleine pyritisierte Bakterien, die wahrscheinlich mit Kalk zusammen ausgeschieden wurden und keine weitere genetische Bedeutung haben.

Der jüngere Pyrit, der die Hauptmasse bildet, ist hypidiomorph. Er verhält sich dem Siderit gegenüber xenomorph und den Kupfermineralien sowie den anderen Sulfiden gegenüber zum Teil idiomorph. Diese idiomorphen Pyrite zeigen einen leichten, durch unterschiedliche Färbung hervorgehobenen Zonarbau.

Der Pyrit ist oft mit *Markasit* vergesellschaftet. Manchmal bildet sich an den Rändern der Pyrite ein schmaler Saum feinkörniger Markasitaggregate. Aber öfters findet sich der Markasit im Pyrit in tafeliger, säuliger und radialstrahliger Ausbildung, wobei nicht selten sehr schöne Markasit-Sphärolithe zu beobachten sind.

Pyrit und Markasit verdrängen den Siderit von den Korngrenzen aus. Öfters sind die Siderit- und Kalzitkristalle ganz von Pyrit und Markasit umgeben. So sind auch manche der idiomorphen Pyritkristalle in den Gängen mit Relikten von Siderit, Kalzit und Quarz gefüllt. In der Nähe der Oxydationszone wurden die kataklastisch zerstückelten Pyrite durch Rubinglimmer und Nadeleisenerz verdrängt.

Kupferkies

Das Vorhandensein von Kupfer verrät sich bereits im eisernen Hut durch Anflüge von Malachit. Das häufigste Kupfererz ist *Kupferkies*. Er fin-

det sich im gesamten Bereich der Lagerstätte und wird mit zunehmender Teufe häufiger.

Er kommt in Siderit teils in Form von jüngeren, feinsten Gängchen, teils in kleinen Nestern vor und dringt auf Korngrenzen und feinen Rissen in denselben ein.

Die Altersstellung des Kupferkieses ist teilweise schwierig festzulegen, da er sowohl Pyrit einschliesst und verdrängt, als auch von diesem eingeschlossen wird. Es lässt sich vermuten, dass sich seine Bildung mit der des Pyrits zeitlich überschneidet.

Kupferglanz (Neodigenit) und Covellin

Der Kupferkies ist manchmal von einem schmalen *Neodigenit*-Saum umgeben, was als zementative Umwandlungserscheinung zu deuten ist. Sehr spärlich wurde in Verbindung mit Kupferkies auch *Covellin* gefunden, der den blauen isotropen Kupferglanz (*Neodigenit*) zum Teil verdrängt.

Enargit

Gleichzeitig mit Kupferkies wurde *Enargit* ausgeschieden. Er tritt in unregelmässig verzahnten Körnern auf und wird ebenfalls von deszendentem Kupferglanz und *Covellin* verdrängt.

Zinkblende und Bleiglanz

Als Seltenheit findet sich in einem Anschliff vom Karatepe-Vorkommen (Bohrung 27, Teufe 73.05 m) *Zinkblende*, die sich neben Kupferkies und *Enargit* lappig gebildet hat. Sie zeigt keine Entmischungen von Kupferkies und dürfte gleich alt mit den übrigen Sulfiden sein.

Bleiglanz findet sich ebenfalls sehr selten, in kleinen, idiomorphen Körnern.

Von einigen Anschliffen konnten mit dem Integrations-Okular folgende Werte des Sulfidanteils ermittelt werden:

48.78 % Pyrit	0.24 % Kupferglanz
35.37 % Kupferkies	0.12 % Covellin
14.10 % Enargit	0.08 % Bleiglanz
6.10 % Zinkblende	

Alle sulfidischen Erze, die sich ja nur in kleinen und kleinsten Gängen und auf Korngrenzen finden, sind jünger als der Siderit selbst und werden von Kalzit und Quarz begleitet.

IV. 32 Sekundärerze (Huterze)

Nadeleisenerz und Rubinglimmer

Das vorherrschende Huterz ist fast ausschliesslich Nadeleisenerz, dem in wechselnder Menge Rubinglimmer eingelagert ist, der sich vornehmlich beim Zerfall von Pyrit und Kupferkies bildet.

Das Nadeleisenerz, welches sich bei der Umwandlung von Siderit und Ankerit gebildet hat, ist zur Zeit das einzige Fördererz der Deveci-Lagerstätte. Es liegt meist als poröses Netzwerk vor. Sonst ist es traubig, nierig ausgebildet. Es kann auch mit Pyrolusit vergesellschaftet sein.

Manganoxyde und Pyrolusit

Radialfaserige Rosetten von Weich-Manganerz sind öfters in den Klüften und Rissen der Oxydationszone festzustellen. Es treten aber auch prismatische Kristalle auf. Diese beiden Formen sind wahrscheinlich Pseudomorphosen von Pyrolusit nach *Manganit*. Der Manganit wird von Pyrolusit verdrängt, wobei sich das Primärerz Manganit nur noch in Relikten findet. In dem verdrängenden Pyrolusit findet man öfters typische Kontraktionsrisse (010).

Malachit

Relativ häufig sind die auffallend grünen Anflüge von Malachit auf Klüften und Rissen der Hutzzone, während Azurit nicht zu beobachten ist.

IV. 4 GENESE

Die Deveci-Lagerstätte, die primär eine Siderit-Lagerstätte darstellte, wurde bisher von ZIEGLER (1937), ZIMMER (1952) und KOVENKO (1940 a/c) genetisch gedeutet, die von einer hydrothermal-metasomatischen Verdrängung sprachen. Auch nach den Ergebnissen des Verfassers deuten sowohl tektonische Zusammenhänge als auch geologische wie mikroskopische Beobachtungen auf eine metasomatische Bildung der Lagerstätten hin.

Die Lagerstätten sind weder Gangbildungen noch sind sie synsedimentär entstanden, da die Campan-Riffkalke wolkig-diffus vom Siderit verdrängt sind und so sich weder Gänge noch ein stratigraphisch durchhaltender Erzhorizont nachweisen lassen.

Folgende Beobachtungen sprechen für die hydrothermal-metasomatische Bildung der Deveci-Erzlagerstätte:

Die in der Deveci-Lagerstätte bei Karamağara im Erz von KOVENKO (1940 a/c) gefundenen, völlig limonitisierten, guterhaltenen Hippurites sp. sowie die vom Verfasser in Çirzi (r: 05 050; h: 04 000) ausgelesenen, vererzten Hippuriten und Mesogastropoden beweisen, dass die in der Umgebung

von Hekimhan vorhandenen Hippuritenkalke und die sideritisierten Kalke von Deveci und Çirzi ein und dieselben sind.

Also sind die hippuritenführenden Riffkalke des Campanien zum Teil nachträglich durch Fe-Lösungen unter Bildung des Siderits metasomatisch verdrängt worden. Das Sideriterz ist nicht ein bestimmter Horizont in der Schichtfolge des Gebietes, sondern zeigt sich mehr in wolkig-diffuser Form in den Kalken. An mehreren Stellen kann in der gleichen Zone neben metasomatisch durch Siderit verdrängtem Kalk auch unvererzter Kalk, der den Faziesbedingungen der Riffkalke entspricht, beobachtet werden.

Die unregelmässige Form der Erzkörper, die grossen Mächtigkeiten und auch eine nicht zu verkennende Reinheit des Materials weisen auf einen späteren metasomatischen Vererzungs-Vorgang hin, da bei den sedimentär entstandenen Sideriterzen solche mächtigen reinen Siderite nicht bekannt sind (siehe TWENHOFEL, 1950; BORCHERT, 1959).

Es zeigen sich im Siderit nirgends Schichtungen oder Rhythmite, sondern die normalerweise immer massigen, fast schichtungsfreien Riffkalke wurden vollständig durch Erz verdrängt.

Im mikroskopischen Bild sieht man auch oft Kalzit-Relikte, die von einem Saum gröberer Sideritkristalle eingeschlossen sind — typische Bilder für die Verdrängung durch Siderit, die immer wieder in Bohrkernen zu beobachten sind.

Die Herkunft des Eisens, das die Metasomatose der Campanien-Kalke bewirkte, lässt sich auf die Syenit-Intrusion zurückführen. Diese Syenitporphyre, Trachyte etc. finden sich immer in der Nähe der Sideritlinsen. In Gebieten ohne Trachyterruption kann auch keine Vererzung der Campanien-Kalke beobachtet werden. Dass die Syenitporphyre und Trachyte Fe-Lösungsbringer waren, zeigen in den Teilen der Zorbehan-Kalke, welche noch zu der Oberkreide gehören, cm-dicke und völlig limonitisierte Erzgänge, die immer wieder in Klüften und Rissen den Kalk durchsetzen und auf den Syenitporphyr oder Trachyt zurückzuführen sind.

So sind die Fe-Lösungen nach der Verfestigung der obersten Kreidekalke mit der Intrusion der syenitischen Gesteine hochgekommen, also an der Wende Kreide-Tertiär, Anfang Tertiär!

Zuletzt ist noch zu erwähnen, dass die Erze der Deveci-Lagerstätte in derselben ca. 50 km langen Zone (Deveci-Karakuz-Kuluncak) liegen, die im Westen Eisenlagerstätten pneumatolytisch-metasomatischer und kontakt-pneumatolytischer Entstehung hat. So haben wir von W nach E fortschreitend, immer auf denselben Syenitporphyr und Trachyt zurückgehend, bei Kuluncak kontakt-pneumatolytische Magnetit-Vorkommen, bei Karakuz pneumatolytisch-metasomatische Magnetit-Hämatit-Lagerstätten und bei Deveci metasomatisch-hydrothermale Siderit-Erzlagerstätten.

Der Ablauf des magmatischen Geschehens und der damit verbundenen Vererzung ist wie folgt:

Intrusion der Syenite und Trachyte im Hasançelesi-Massiv, Karakuz- und Kuluncak-Gebiet mit Bildung von Na-(Kalk-) Silikaten und Na-Metasomatose in den Vulkaniten.

In der Schlussphase der Intrusionen Zufuhr von Fe-Erzlösungen, die zur Bildung der kontaktpneumatolytischen Magnetit-Vorkommen bei Kuluncak, der pneumatolytisch-metasomatischen Magnetit-Hämatit-Vorkommen bei Karakuz führten und durch die Campan-Riffkalke bei Deveci hydrothermal-metasomatisch von Siderit verdrängt wurden.

Sulfidreichere Restlösungen gegen Ende der Vererzung führten Pyrit, Kupferkies, Enargit, Zinkblende und Bleiglanz zu.

Spätere oxydative und zementative Bildungen:

Siderit und Ankerit → Nadeleisenerz und Rubinglimmer

Pyrit → Nadeleisenerz und Rubinglimmer

Kupferkies und Enargit → Kupferglanz, Covellin → Malachit

Manganspat → Manganit → Pyrolusit.

V. GEOLOGISCHE GESCHICHTE

Über den Unterbau des Hekimhan-Gebietes wissen wir nichts Genaueres. Die in den Ophioliten vorhandenen Reste einer Radiolarit-Hornstein-Serie (R.H.S.) und metamorpher Kalk einschlüsse deuten darauf hin, dass die im Gebiet vor der Campan-Transgression abgelagert wurden und nach Analogieschlüssen mit weiter südöstlich gezogenen Gebieten wahrscheinlich der terminalen Unterkreide zuzuschreiben sind, in der auch das ophiolitische Magma i.e.S. aufgedrungen ist.

Die nächste Sedimentationsepoche setzte zuerst im Raume von Hekimhan ein. Basiskonglomerate der Oberkreide-Serie von Hekimhan, die sich im Liegenden von fossilbelegten Untercampan-Sedimenten befinden, zeigen, dass der ophiolitische Unterbau und die älteren Sedimente am Ende des Turonien einer Hebungsperiode unterworfen und gleichzeitig der Erosion zugänglich waren. Das heisst, wir haben am Ende der Unterkreide eine Bewegungsphase, die mit der *subherzynischen* Gebirgsbildung übereinstimmt.

Etwa mit Beginn des Campanien hat sich im Hekimhan-Gebiet ein Senkungsfeld gebildet, in dem am Anfang unregelmässig verteilte Konglomerate und Sandsteine als unmittelbares Abtragungsprodukt des Untergrundes sowie in der folgenden Zeit Sedimente der Oberkreide und des Tertiär zur Ablagerung kamen.

Im Laufe des Untercampanien wurden sandige Mergelserien in dem schon weiträumiger gewordenen Becken abgesetzt. In diesem relativ seichten und zunächst langsam einsinkenden Becken entwickelte sich ein Rudisten-Rasen, der sich transgressiv über den sandigen Mergeln, Konglomeraten und Ophioliten ablagerete.

Eine stärkere Absenkung setzte erst gegen Ende des Campanien ein. Eine mächtige Folge von Sandsteinen, sandigen Mergeln, Mergeln und Mergelkalken (flyschartige Oberkreide) füllte die weite Senke.

Im Norden des Gebietes wurden zu dieser Zeit basische bis intermediäre Laven, Agglomerate und Tuffite gefördert, die sich mit der flyschartigen Oberkreide verzahnten. Diese submarinen Vulkanite sind wahrscheinlich als extrusive Glieder der vorhandenen Ophiolitika zu deuten.

Gegen Ende der flyschartigen Oberkreide-Bildung wurden die verschiedenen Tröge der Tauriden weiter abgesenkt. Im Maastrichtien setzte dann eine Kalksedimentation ein, die durch sandige, brekziöse und gelbliche Kalke sowie durch Zwischenlagen von Mergeln und Mergelkalken gekennzeichnet ist.

Darüber liegen die massigen hellen Kalke vom Zorbehan Dağ und die gelblichen dolomitischen Kalke von Hatunkaya, die der terminalen Oberkreide angehören.

Aus den Beobachtungen geht hervor, dass das Yprésien und Lutétien sowie das fragliche Paleozän von İşleman — ausgenommen in der Sonderentwicklung am Zorbehan Dağ — diskordant über den terminalen Oberkreide-Kalken und Ophioliten liegen. Daneben deutet die Gipszone von Çanakpınar auf eine Regressionsphase an der Wende Kreide-Tertiär hin. Dies gestattet uns, im Gebiet eine 2. Phase anzunehmen, die zwischen Danien und unterem Paleozän erfolgte und mit der *laramischen* übereinstimmt. Nur in der Mitte des Beckens, am Zorbehan Dağ, scheint die Sedimentation sich kontinuierlich fortgesetzt zu haben und ohne Diskordanz bis ins Eozän anzuhalten. Als Abschluss dieser Sedimentationsfolge lagerten sich im Lutétien mächtige Nummuliten-, Discocyclinen- und Alveolinen-Kalke ab, die heute nur in den oberen Regionen der hohen Gipfel von Erdihankaya, Zorbehan Dağ und Hatunkaya als Reste anzutreffen sind.

Die diskordant auflagernden, mächtigen Konglomeratserien der bunten detritischen Serie im N des Gebietes deuten an, dass die Eozän-Kalke entweder schon im Obereozän oder aber am Anfang des Oligozäns der Erosion zugänglich waren. So ist an der Wende Eozän-Oligozän eine 3. Phase anzunehmen, die sich mit der *pyrenäischen* deckt und im Gebiet mit einem starken Vulkanismus verknüpft ist.

Die tektonische Durchbewegung der Sedimente und der zugehörigen Vulkanite zeigt, dass der ganze Komplex während der 3. Phase zusammen-

geschuppt und herausgepresst wurde und so in dieser Phase die stärksten Bewegungen stattgefunden haben (alpine Hauptorogenese).

Als Vulkanite treten im Gebiet nach der 2. und bis zur 3. Phase Gesteine syenitischer (i.w.S.) und andesitischer Zusammensetzung auf. Gerölle beider Gesteine sind in den Konglomeraten der bunten, detritischen Serie des Oligozäns zu beobachten.

Während jedoch die Syenitgesteine i.w.S. maximal in den obersten Kreidekalken stecken, durchschlagen dagegen die Andesite noch die Eozän-Serie. So liegt es nahe, die Syenitgesteine der 2., der laramischen Phase, und die Andesite der 3., der pyrenäischen Phase, zuzuschreiben.

Sowohl syenitische Gesteine wie auch Andesite sind sicher noch dem verlängerten initialen Magmatismus (STILLE, 1939) zuzuordnen, da sie von keinen wirklich sauren palingenen sialischen Magmen stammen, was der geringe Quarzgehalt (unter 10 %) und der Natronüberschuss (Marialith-Bildung und Albitisierung) zeigt.

Die Syenite waren weiterhin die Erzbringer sowohl für die Magnetit- und Hämatit-Erze von Karakuz als auch für die Siderit-Erze von Deveci, wo die Campan-Riffkalke metasomatisch verdrängt wurden.

Nach der 3. Phase liegt der Bildungszeitraum der schon erwähnten bunten detritischen Serie des Oligozän, die nur terrestrisch abgelagert wurde und verschieden alte Sedimente und vorhandene Strukturen überdeckt.

Am Ende des Oligozän wurde ein Teil der östlichen Tauriden durch eine schmale Zunge des Tethys-Meeres, das von der İskenderun-Bucht nach N durchbrach, überflutet. Somit überlagern Aquitanien- und Burdigalien-Kalke nördlich des bearbeiteten Gebietes die bunte detritische Serie. Für diese Transgression, die von KURTMAN (1961) aus dem südlichen Sivas-Gebiet beschrieben wurde, haben wir im Hekimhan-Hasançelesi-Gebiet keine Anhaltspunkte.

Eine 4. Phase, die wahrscheinlich der savischen Phase zuzuschreiben ist, macht sich in der starken Störung der bunten detritischen Serie bemerkbar. Sie hat sicher auch eine stärkere Herauspressung und die vertikalen Bewegungen in der Kreide-Tertiär-Scholle und in den Ophioliten hervorgerufen.

Nach der Ablagerung der bunten detritischen Serie treffen wir im Gebiet nur Produkte eines basaltischen Vulkanismus (der 4. Phase zugehörig) an, der vermutlich an der Wende Miozän-Pliozän begann und bis ins Quartär andauerte. Damit schloss der finale Vulkanismus des Gebietes ab, der infolge der stark postalpinen Bruchtektonik weiträumig verbreitet war.

Danach war der ganze Raum nur noch Abtragungsgebiet.

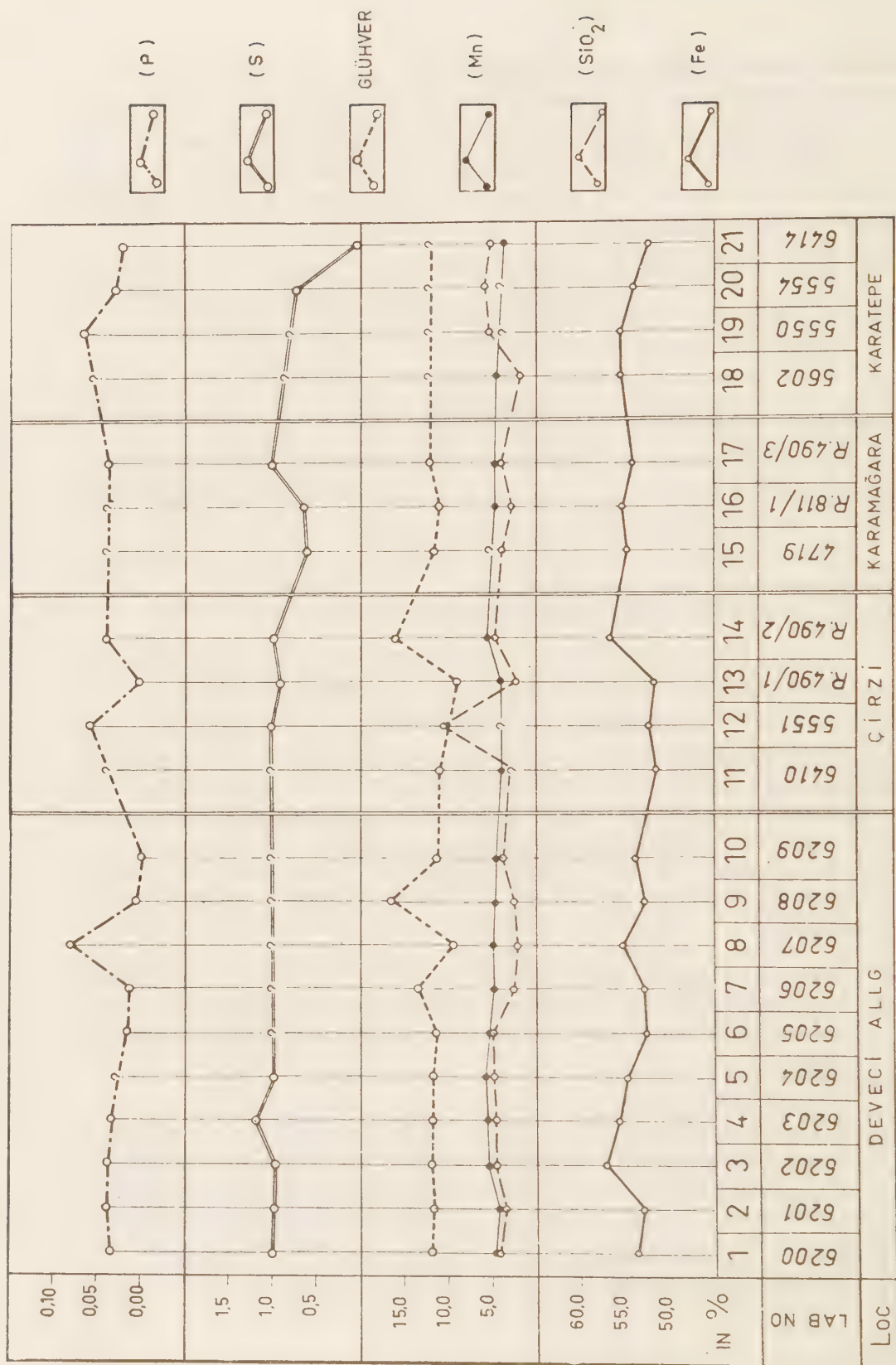


Abb. 12 - Prozentuelle Mengenverteilung der chemischen Elemente in den Huterzen von Deveci und Çirzi (Analytiker : Meyer, M.T.A. Ankara)

VI. TECHNISCHE DATEN

Die Deveci-Lagerstätte wird ausschliesslich im Tagebau abgebaut (z.Z. nur Hutzone). Die Lagerstätte ist durch eine schlechte Transport-Strasse mit Hekimhan verbunden. Von hier ist mit der Eisenbahn nach 480 km der Hafen İskenderun am Mittelmeer, nach 580 km der Hafen Samsun am Schwarzen Meer und nach 1008 km Karabük, das Zentrum der zur Zeit vorhandenen Hüttenwerke am Schwarzen Meer, zu erreichen.

Tiefbohrungen zur Auffindung neuer Erzvorräte wurden vom M.T.A.-Enstitüsü in den Jahren 1959 bis 1961 durchgeführt, und deren Ergebnisse sind aus den beigelegten Bohrprofilen zu ersehen. Die Erzreserven belaufen sich auf ca. 20 Millionen Tonnen mit sichtbaren und wahrscheinlichen Reserven.

Die Zusammensetzung des Huterzes und primären Siderites ergab sich aus den 1600 Bohrkern-Analysen wie folgt :

	<i>in Huterz</i>	<i>in Siderit</i>
Fe	50,54	38,07
SiO ₂	6,30	3,82
CaO	1,09	3,33
MgO	1,80	2,07
TiO ₂	0,04	0,08
Al ₂ O ₃	0,33	0,41
Mn	5,12	3,79
Cu	?	?
S	0,10	0,44
P	?	?
Bi	—	—
As	0,023	0,019
Glühverlust	10,86	30,02

VII. ZUSAMMENFASSUNG

Es wurde versucht, die Verhältnisse der Stratigraphie, Tektonik und Lagerstättenbildung sowie des Magmatismus im östlichen Hekimhan-Gebiet zu klären. Am geologischen Aufbau sind Oberkreide-Sedimente und zum Teil in die Sedimente eingedrungene magmatische Gesteine von verschiedenem Chemismus beteiligt.

Es wurde festgestellt, dass die Hippuriten-Kalke des Campanien von Deveci infolge der syenitischen Intrusion hydrothermal-metasomatisch vererzt sind. Die an der Deveci-Vererzung niedergebrachten Bohrungen erschlossen eine Reserve von ca. 20 Millionen Tonnen, deren Hälfte als Eisenhutbildung

durchschnittlich über 50 % Fe besitzt. Ausserdem dienten diese Bohrungen auch für die Aufklärung einiger geologischer Probleme des Gebiets.

Die wichtigsten Ergebnisse sind im einzelnen :

- 1) Die östliche Hekimhan-Zone wurde zum ersten Male im Masstab 1:25 000 auskartiert.

Stratigraphie

- 2) Eine mächtige Radiolarit-Hornstein-Serie wurde nachgewiesen, die mit basischen Gesteinen vergesellschaftet ist.
- 3) Eine vorhandene Gipsserie ist als eine Regressionsphase zu deuten, welche zwischen Kreide und Tertiär liegt.
- 4) Eine Gleichheit zwischen den sideritisierten Kalken von Deveci und den Hippuriten-Riffkalken des Hekimhan-Gebietes lässt sich durch den Fossilieninhalt belegen.
- 5) Die sedimentären Ablagerungen sind bis zum Ende des Obereozän marin und ab Oligozän terrestrisch.
- 6) Während die lithologische Ausbildung der Oberkreide-Sedimente tonig, sandig und mergelig ist, was auf eine nicht allzu grosse Meerestiefe hindeutet, weist die ab Obermaastrichtien bis ins Eozän abgelagerte Kalkserie, deren Ablagerung an der Wende Kreide-Tertiär kurz unterbrochen wurde, einen neritischen bis bathyalen Charakter auf.

Petrographie

- 7) Die Intrusion der basischen Gesteine und die Diabas- und Spilit-Förderung liegen zeitlich auseinander.
- 8) Die ältesten Gesteine des Gebietes sind basische Intrusionen (ophiolite i.e.S.). Eine Reihe von dioritischer Ganggefölschaft lässt sich als jüngere Nachschübe in der basischen Hülle feststellen.
- 9) Sowohl geologische Befunde als auch mikroskopische Untersuchungen ergaben, dass die Hekimhaner submarin-vulkanische Serie äquivalente extrusive Glieder der gabbrodioritischen und dioritischen Intrusiva darstellt.
- 10) Der Stoffbestand für regionale Dolomitisierung der auflagernden Kalke einerseits, Magnesitbildung andererseits, ist hauptsächlich aus der Serpentinisierung des basischen Intrusionskörpers geliefert worden.
- 11) Eine Syenit-Intrusion (Syenitporphyre und Trachyte) folgte an der Wende Kreide-Tertiär. Sie ist für die Bildung der Erzlagerstätten der Hekimhaner Umgebung verantwortlich.

- 12) Die feinkörnigen Syenite und Syenitporphyre verursachten an den Kontakten mit Gabbro eine Skapolithfelsbildung. In der Kontaktzone vorhandene Na-Skapolithe (Marialithe) deuten auf Na-Reichtum des syenitischen Magmas hin.
- 13) Ein andesitischer Vulkanismus folgt, auf den die Silifizierung der Eozänforaminiferen zurückzuführen ist.
- 14) Sämtliche magmatischen Gesteine im Gebiet sind quarzfrei oder besitzen maximal nur bis 10 % Quarz und sind, ausser den Basalten dem verlängerten initialen Magmatismus des gleichen juvenil-simischen Magmas zuzuordnen.

Tektonik

- 15) Der Ablauf der alpidischen Orogenese im Arbeitsgebiet ist mehr durch die petrochemischen Variationen der magmatischen Erscheinung und ihrer Wechsellagerung mit einzelnen Sedimentations-Zyklen gekennzeichnet.
- 16) Die tektonischen Effekte des gesamten orogenetischen Ablaufs äussern sich weniger in Faltung, als vielmehr in ausgeprägter Bruchtektonik.
- 17) Bei den Kluftdiagrammen treten in jedem Bereich gleiche Kluftmaxima deutlich hervor, die eine auffallende Kongruenz mit den grosstektonischen Struktur- und Bruchrichtungen zeigen.

Lagerstätte

- 18) Fe-Anreicherungen lassen sich auch selbst im syenitischen Gestein feststellen (z.B. die abbauwürdige Karakuz-Erzlagerstätte ist so entstanden), was darauf hindeutet, dass die Zufuhr der Fe-Lösungen erst nach der Erstarrung des Syenitgesteins erfolgte.
- 19) Die Siderit-Erzlagerstätte von Deveci ist hydrothermalmetasomatisch entstanden.
- 20) Durch die Bohrungen wurde festgestellt, dass die sideritisierten Kalke generell 50° bis 70° nach S unter die Oberkreide-Sedimente eintauchen.
- 21) Sulfidische Erze sind auf Risse und Klüfte des Siderits beschränkt und sicher etwas jünger als der Siderit. Kupferkies, Enargit und Zinkblende sind gleichzeitig ausgeschieden.
- 22) Als oxydative Bildungen findet sich Brauneisenerz mit einem geringen Mangangehalt (meist Pyrolusit), das sowohl Siderit wie Ankerit bis in beachtliche Teufe verdrängte. Als spärliche deszendente Bildungen zementativer Natur finden sich Kupferglanz und Covellin. Die Abbauprodukte sind Brauneisenerz und Siderit.

L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

- ARNI, P. (1939) : Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. *Veröffentl. M.T.A. Serie B*, Nr. 4, Ankara.
- BARTH, T.F.W., & CORRENS, C.W., & ESKOLA, P. (1939) : Die Entstehung der Gesteine. Berlin.
- BLUMENTHAL, M.M. (1938) : Die Hauptzüge des Baues der Schichtfolge und der Erzführung im Gebiet von Hasançelebi-Hekimhan (vil. Malatya). *Unveröffentl. Ber. M.T.A. Archiv*, Ankara.
- (1944a) : Considération sur les gisements de minerais et les sources minerales dans le Taurus oriental entre Kayseri et Malatya. *Unveröffentl. Ber. M.T.A. Archiv*, Ankara.
- (1944b) : Schichtfolge und Bau der Taurusketten im Hinterland von Bozkır, *Revue*. 1. *Fac. de Sc. d. L'Univ. de İstanbul, Se. B.* 9, Fasc. 2, İstanbul.
- (1946a) : Der Karanfil Dağ, ein markantes Bauglied des cilicischen Taurus. *Bull. M.T.A.* Nr. 2, Ankara.
- (1946b) : Die neue geologische Karte der Türkei und einige ihrer stratigraphisch-tektonischen Grundzüge. *Ecl. Geol. Helv.* 39, H. 2.
- (1947) : Das paläozoische Fenster von Beledik und sein mesozoischer Kalkrahmen. *Beitr. zur Geol.—Karte der Türkei. Veröffentl. M.T.A., Se. D.* Nr. 3, Ankara.
- (1952) : Das tauridische Hochgebirge des Aladağ, neuere Forschungen zu seiner Geographie, Stratigraphie und Tektonik. (Beitr. zur geologischen Karte der Türkei. *Veröffentl. M.T.A., Se. D.* Nr. 6, Ankara.
- (1956) : Geologie des Hohen Bolkardağ, seiner nördlichen Randgebiete und westlichen Ausläufer, *Veröffentl. M.T.A., Se. D.* Nr. 7, Ankara.
- BLANCKENHORN, M. (1891) : Grundzüge der Geologie und pys. *Geographie des Nord-syriens*, Berlin.
- BOLCAN, Ö. (1961) : Hekimhan-Hasançelebi, Deveciköy demir zuhurları hakkında toplu bilgiler. *Unveröffentl. Ber. M.T.A. Archiv*, Ankara.
- BORCHERT, H. (1958) : Die Chrom- und Kupfererzlagertstätten des initialen ophiolitischen Magmatismus in der Türkei. *Veröffentl. M.T.A.*, Nr. 102, Ankara.
- (1959/60) : Genesis of marine Sedimentary Iron-Ores. *Trans. of the Inst. Min. and Metallurgy*, 69, part 6.
- (1960) : Die Chromitvorkommen in der Umgebung von Yeşilova - Burdur. *Veröffentl. M.T.A.*, Nr. 105, Ankara.
- BRUNN, J. H. (1952) : Les éruptions ophiolitiques dans le NW de la Grèce, leur relations avec l'orogenèse. *Inter. Geol. Congr. Alger. Sect. XV*, 27.
- CHAPUT, E. (1936) : Voyages d'études géologiques et geomorphologiques en Turquie. *Mem. d. l'Inst. Francois d'Archeologie de Stamboul*, I, Paris.

- CHUDOBA, K. (1932a) : Die Feldspäte und ihre praktische Bestimmung, Stuttgart.
- (1932b) : Bestimmung der Plagioklase in Doppelzwillingen nach dem Albit- und Karlsbadergesetz bei Untersuchungen mit Hilfe des Universaldrehtisches. *N. Jb. Min. Abt. A. B.* 63.
- COLIN, H. (1955) : Erläuterungen zu den Geologischen Kartenblättern, Elmalı 123/3; 123/4 und Kaş 140/1; 140/2; 140/3. *Unveröffentl. Ber. M.T.A.*, Archiv, Ankara.
- DAVIS, E.F. (1918) : The Radiolarien Cherts of the Franciscan Group. Univ of Calif, *Publ., Bull. of the Dept. of Geol.* Californien.
- DUBERTRET, L. (1953) : Géologie des roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). *Notes et Mémoires sur le Moyen-Orient.*, 4, Paris.
- EGERAN, N. & LAHN, E. (1944) : Note sur la carte sismique de la Turquie. *Bull. M.T.A.* Nr. 9, Ankara.
- EGERAN, N. (1946) : Beziehungen zwischen den tektonischen Einheiten und den türkischen Erzlagerstätten. *Bull. M.T.A.*, Nr. 11, Ankara.
- FRECH, Fr. (1912) : Über den Gebirgsbau des Tauros in seiner Bedeutung für die Beziehungen zu den europäischen und asiatischen Gebirgen. *Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss., Phys.-Math.*
- (1916) : Geologie Kleinasiens im Bereiche der Bagdatbahn. Ergebnisse eigener Reisen und paläontologischen Untersuchungen. *Ztschr. D. geol. Ges.* Abh. 68.
- GATTINGER, T. (1957) : Revision der geologischen Karten Malatya 79/1; 79/2; 79/3; 79/4. *Unveröffentl. Ber. M.T.A.* Archiv, Ankara.
- GRUNAU, H. R. (1946/1947a) : Die Vergesellschaftung von Radiolariten und Ophioliten in den Schweizer Alpen. *Ecl. Geol. Helv.*, 39, 2.
- (1947b) : Geologie von Arosa (Graubünden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolaritproblems. *Diss. Bern.*
- (1959) : Mikrofazies und Schichtung ausgewählter, jungmesozoischer, radiolaritführender Sedimentserien der Zentral-Alpen. Leiden.
- GYSIN, M. (1942) : Quelques phénomènes de métamorphisme de contact dans la région de Divrik (Turquie). *Bull. Suisse Min. et Pet.*, 22.
- (1943) : Recherches géologiques, pétrographiques et minières dans la région de Divrik (Anatolie). *Mem. Soc. Phys. et d'Hist. Nat. de Geneve*, 42, Fasc. 2, Genf.
- HOLZER, H. (1955) : Rapport über geologische Aufnahmen auf den Kartenblättern 80/3; 97/1; 97/3 (Südostanatolien). *Unveröffentl. Ber. M.T.A.* Archiv, Ankara.
- İZDAR, K. E. (1961) : Kurzer Beitrag zur Geologie der Lagerstätten von Deveci (vil. Malatya), türkisch. *Unveröffentl. Ber. M.T.A.* Archiv, Ankara.
- (1962) : Studien über die Geologie und den Mineralinhalt der Umgebung von Kuluncak (vil. Malatya), türkisch. *Unveröffentl. Ber. M.T.A.* Archiv, Ankara.
- KETİN, İ. (1959) : Türkiye'nin orojenik gelişmesi. *Bull. M.T.A.* Nr. 53, Ankara.
- (1960) : Notice explicative de la carte tectonique de Turquie au 1 : 2 500 000. *Bull. M.T.A.* Nr. 54, Ankara.
- KLEMM, D. D. (1960) : Die Eisenerzvorkommen von Divrik (Anatolien) als Beispiel tektonisch angelegter pneumatolytisch-metasomatischer Lagerstättenbildung. *Diss. Heidelberg* 1959, *N. Jb. Min.* Abh. 94 (Festband Ramdohr).

- KOVENKO, V. (1938a) : Rapport préalable sur la région de gîtes de Fer de Hasançelebi. *Unveröffentl. Ber. M.T.A. Archiv, Ankara.*
- (1938b) : Rapport supplémentaire sur la région de gîtes de fer de Hasançelebi. *Unveröffentl. Ber. M.T.A. Archiv, Ankara.*
- (1939) : Karakuz- Alvarköy mintakasında bulunan bazı az mühim yataklara yapılan ziyaret hakkında rapor. *Unveröffentl. Ber. M.T.A. Archiv, Ankara.*
- (1940a) : Enplacement et nature de travaux à entreprendre dans la région de Hasançelebi. (Supplément au Rapp. 1938b). *Unveröffentl. Ber. M.T.A. Archiv, Ankara.*
- (1940b) : Note sur la visite de la «Grande-minéralisation» de Divrik. *Unveröffentl. Ber. M.T.A. Archiv, Ankara.*
- (1940c) : Le gîtes de fer de la région de Hasançelebi. *Veröffentl. M.T.A. Se. B, Nr. 3, Ankara.*
- KRAUS, E. C. (1958) : Die Orogene Ostanatoliens und ihre Schubweiten. *Bull. M.T.A. Nr. 51, Ankara.*
- KURTMAN, F. (1961) : Sivas civarındaki jips serisinin stratigrafik durumu. *Bull. M.T.A., Nr. 56, Ankara.*
- KÜHNE, G. (1925) : Die deutsche alpine Taurus-Expedition (Ala Dağ in Zilizien)., *Peterm Mittl. 65.*
- LACROIX, A. (1901) : *Congr. Géol. inter. 38, C. R. VII, Paris.*
- LEITMEIER, H. (1912) : Vorkommen und Genesis des Siderits. *Hdb. d. Mineralchemie (C. Doelter), I.*
- (1916) : Einige Bemerkungen über die Entstehung von Magnesit- und Sideritlagerstätten. *Mittl. d. geol. Ges, 9, Wien.*
- LOCHER, Th. (1959) : Geologische Untersuchungen bezüglich Erdölmöglichkeiten und Revisionen der geologischen Karten im Gebiete von Gürün (Sivas) — Hekimhan (Malatya). *Unveröffentl. Ber. M.T.A. Archiv, Ankara.*
- MANN, J. W. (1955) : A Spot test for dolomitic Limestones *Journ. Sed. Petr. 25, part 1.*
- MAUCHER, A. (1960) : Arbeitsbericht, *Unveröffentl. M.T.A. Archiv, Ankara.*
- METZ, K. (1939) : Beiträge zur Geologie des kilikischen Taurus im Gebiete des Ala Dağ. *Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Abt. I 148, Wien.*
- (1956) : Ein Beitrag zur Kenntnis des Gebirgsbaues von Ala Dağ und Karanfil Dağı und ihres Westrandes (Kilikischer Taurus). *Bull. M.T.A. Nr. 48, Ankara.*
- MÜLLER, H. (1937) : Eisenvorkommen westlich und östlich von Hasançelebi bei Deveci, Karakuztepe und Çaltepe. *Unveröffentl. Ber. M.T.A., Archiv, Ankara.*
- NEBERT, K. (1954) : Bericht über die geologischen Kartierungsarbeiten im Gebiet Denizli 105/1; 105/2; und Isparta 106/1, *Unveröffentl. Ber. M.T.A. Archiv, Ankara.*
- (1959) : Beobachtungen über die Serpentinisierung ultrabasischer und basischer Gesteinsmassen. *Bull. M.T.A., Nr. 52, Ankara.*
- NIGGLI, P. (1937) : Das Magma und seine Produkte, Leipzig.
- NIGGLI, P. & NIGGLI, E. (1952) : Gesteine und Minerallagerstätten 2. Bd. : *Exogene Gesteine und Minerallagerstätten.* Basel.

- NIKITIN, W. W. (1914) : La Méthode Universelle de Fedoroff. Tom. I und II, Genève.
- PAREJAS, E. (1940) : La tectonique transversale de la Turquie. *Publ. inst. geol. Univ. İstanbul*, n. Sé., Nr. 8.
- PAVONI, N. (1961) : Die Nordanatolische Horizontalverschiebung. *Geol. Rundschau* 51, Teil I.
- PETRASCHECK, W. (1932) : Die Magnesite und Siderite der Alpen. *Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Math. Nat. Kl. I*, Wien.
- POLDINI, M. (1936) : Hasaңelebi bölgesindeki Manyetit yataklarının keşfi hakkında rapor. *Unveröffentl. Ber. M.T.A. Archiv*, Ankara.
- RITMANN, A. (1929) : Die Zonenmethode, ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolithes. *Schweiz. min petr. Mittl.* 9.
- ROSS, C. S. (1934) : Field Evidence about the viscosity of lavas. *Trans. Amer. Geophys. Union*.
- SCHAFFER, F. X. (1901) : Zur Tektonik des südöstlichen Anatoliens. *Peterm. geogr. Mittl.* 47.
- SONDER, R. A. (1947) : Meerestiefen und lithologische Fazies. *Ecl. Geol. Helv.* 39, 2.
- STILLE, H. (1940) : Zur Frage der Herkunft der Magmen. *Abh. Preuss. Akad. d. Wiss., Math.-Phys. Kl.*, Jg. 1939.
- SUNDIUS, N. (1916) : Zur Frage der Albitisierung im Kiruna-Gebiet. *Geol. Fören. i. Stockholm Förhdl.*
- TALIAFERRO, N. L. & HUDSON, F. S. (1943) : Genesis of the Manganese deposits of the coast ranges of California. *St. of Calif., Dept. of nat. res. Div. of Mines, Bull.* Nr. 125.
- TOLUN, N. (1954) : Stratigraphie und Tektonik des südöstlichen Anatoliens. *Unveröffentl. Ber. M.T.A. Archiv*, Ankara.
- TRÖGER, W. E. (1935) : Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. (Ein Nomenklatur-Kompendium), Berlin.
- (1955) : Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale (Aus Handbuch der Mikroskopie in der Technik v. H. FREUND, Bd. IV, Teil 1) Frankfurt/Main.
- TSCHIHATSCHEFF, P. de (1867-69) : *Asie Mineure* 4. Partie, Paris.
- TWENHOFEL, (1950) : *Principles of Sedimentation*, New-York.
- WIJKERSLOOTH, P. de (1939a) : Geologische Studien über die Eisenerzlagerstätte des Demirdağ (Divrik). Teil I. Allg. Geologie der Umgebung des Demirdağ. *Unveröffentl. Ber. M.T.A. Archiv*, Ankara.
- (1939b) : Teil II. Geologische Detailbeobachtungen an den Erzlagerstätten des Demirdağ und Mağaratepe. *Unveröffentl. Ber. M.T.A. Archiv*, Ankara.
- (1939c) : Geologische und erzmikroskopische Beobachtungen an den Erzen des Demirdağ (Divrik) mit besonderer Berücksichtigung der genetischen Frage. *Bull. M.T.A. Jg.* 4 Nr. 3, Ankara.
- (1941) : Einige neue Daten über die Genese und das Alter der Eisenvorkommen von Divrik. *Bull. M.T.A. Jg.* 6, Nr. 3/24, Ankara.
- (1946) : Die Metamorphose des anatolischen Chromerzes und ihre Abhängigkeit von den magmatischen Ereignissen. *Veröffentl. M.T.A. Serie B*, Nr. 10, Ankara.

- YILMAZ, S. (1960) : Malatya ili, Hekimhan kazası, Karakuz mevkii ve Deveciköyü demir madeni yatakları. *Unveröffentl. Ber. M.T.A. Archiv, Ankara.*
- ZIEGLER, F. J. (1937) : Bemusterung des Eisenvorkommens bei Deveci (Hasançelebi-Malatya), *Unveröffentl. Ber. M.T.A. Archiv, Ankara.*
- ZIMMER, E. (1952) : Rapport sur les Travaux de recherches dans la gisement de Fer de la Région de Hasançelebi. *Unveröffentl. Ber. M.T.A. Archiv, Ankara.*
-

L E B E N S L A U F

Am 27. August 1934 wurde ich, Erol İzdar, als Sohn des verstorbenen Angestellten Ahmet İzdar und seiner Ehefrau Fazilet, geborene Yeşilbaş, in İzmir/Türkei geboren.

Von Oktober 1940 bis Juni 1945 besuchte ich die Volksschule in Bayraklı/İzmir, von Herbst 1945 bis Juni 1949 die Mittelschule in Karşıyaka und bis 1953 das dortige Gymnasium, an dem ich meine Reifeprüfung mit Erfolg ablegte.

Im Wintersemester 1953/54 war ich an der Architektonischen Fakultät der Technischen Universität İstanbul immatrikuliert, an der ich wegen finanzieller Schwierigkeiten nur ein Semester studieren konnte. Im März 1954 erhielt ich durch das M.T.A.-Enstitüsü (Staatliches Institut für Lagerstättenforschung) die Möglichkeit, in Deutschland Geologie zu studieren.

Im Wintersemester 1954/55 schrieb ich mich an der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Bonn als ordentlicher Studierender der Naturwissenschaften, Fachrichtung Geologie, ein. Im Februar 1957 legte ich die Diplomvorprüfung für Geologen ab.

Am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Bonn fertigte ich unter Leitung von Prof. Dr. Roland Brinkmann meine Diplomarbeit «Beiträge zur Geologie der Umgebung von Tepeköy (Südabfall des Tekirdağ-Gebietes am Marmara Meer)» an und unterzog mich im Juli 1959 der Diplom-Geologenprüfung.

Danach kam ich auf Anregungen von Prof. Dr. Ing. Albert Maucher und des M.T.A.-Enstitüsü an die Ludwig-Maximilians-Universität München und wählte dort 1959 das Thema «Geologischer Bau; Magmatismus und Lagerstätten der östlichen Hekimhan-Hasançelebi-Zone (Ostanatolien)» als Dissertation, mit deren Ausarbeitung ich seither am Institut für allgemeine und angewandte Mineralogie und Geologie der hiesigen Universität beschäftigt war.

Meine akademischen Lehrer waren
in Bonn : Die Herren Professoren

W. BIERTHER
R. BRINKMANN
R. DANNEEL
H. K. ERBEN
J. FRECHEN
H. GERTH
B. HELFERICH
R. LEHMENSICK
E. MÜCKENHAUSEN
A. NEUHAUS
W. PAUL
H. v. PHILIPSBORN
R. POTONIÉ
W. RIEZLER
W. SIMON
E. STACH
F. SCHUMACHER
P. W. THOMSON +
P. WOLDSTEDT

Die Herren Priv.-Dozenten

R. HOEPPENER
H. KARRENBERG
W. SCHILLY

in München : Die Herren Professoren

G. ANGENHEISTER
R. DEHM
G. FISCHER
A. MAUCHER
G. MENZER
F. NEUMAIER

Der Herr Priv.-Dozent

H. J. SCHNEIDER

ANLAGEN

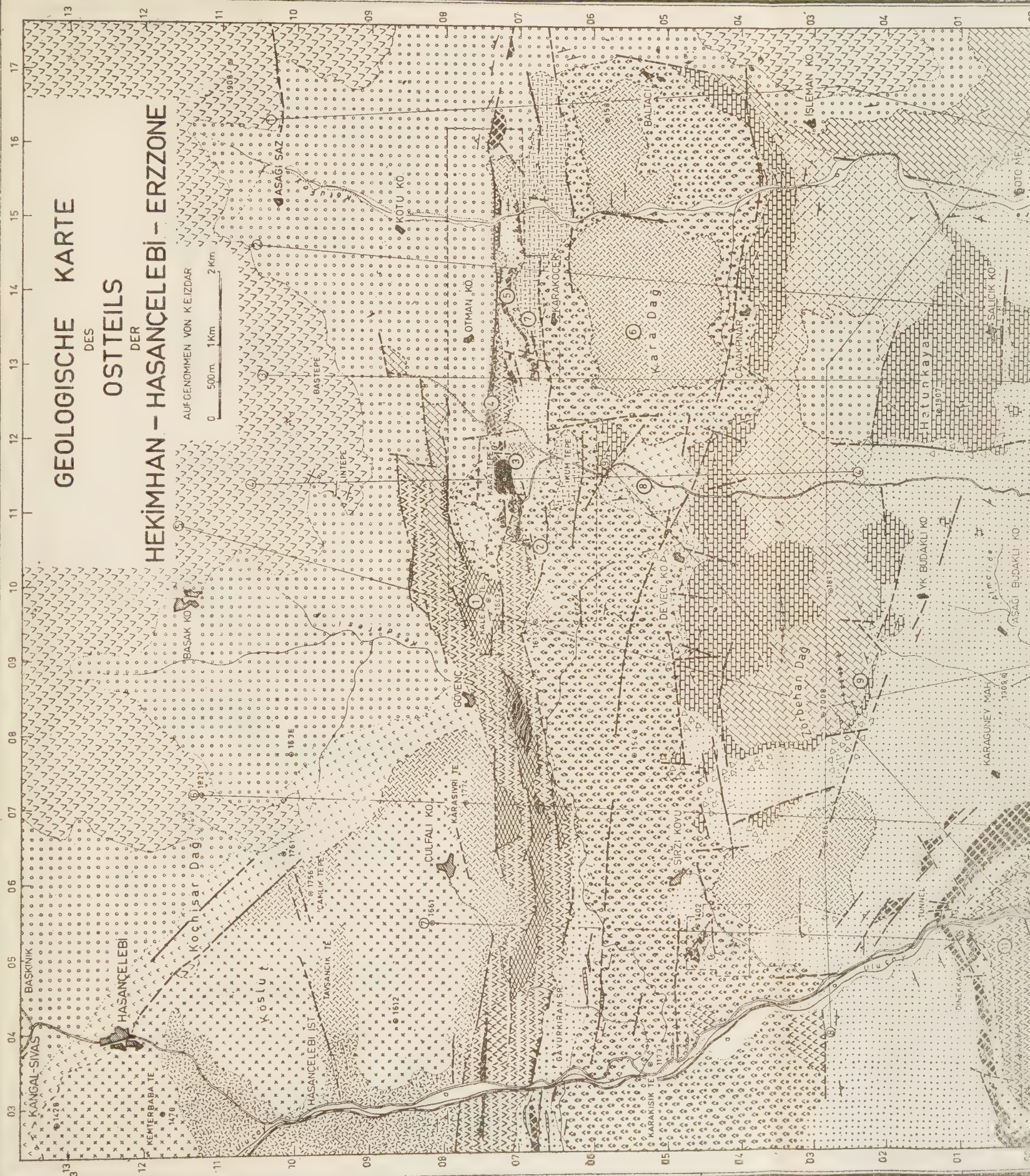
A N L A G E N

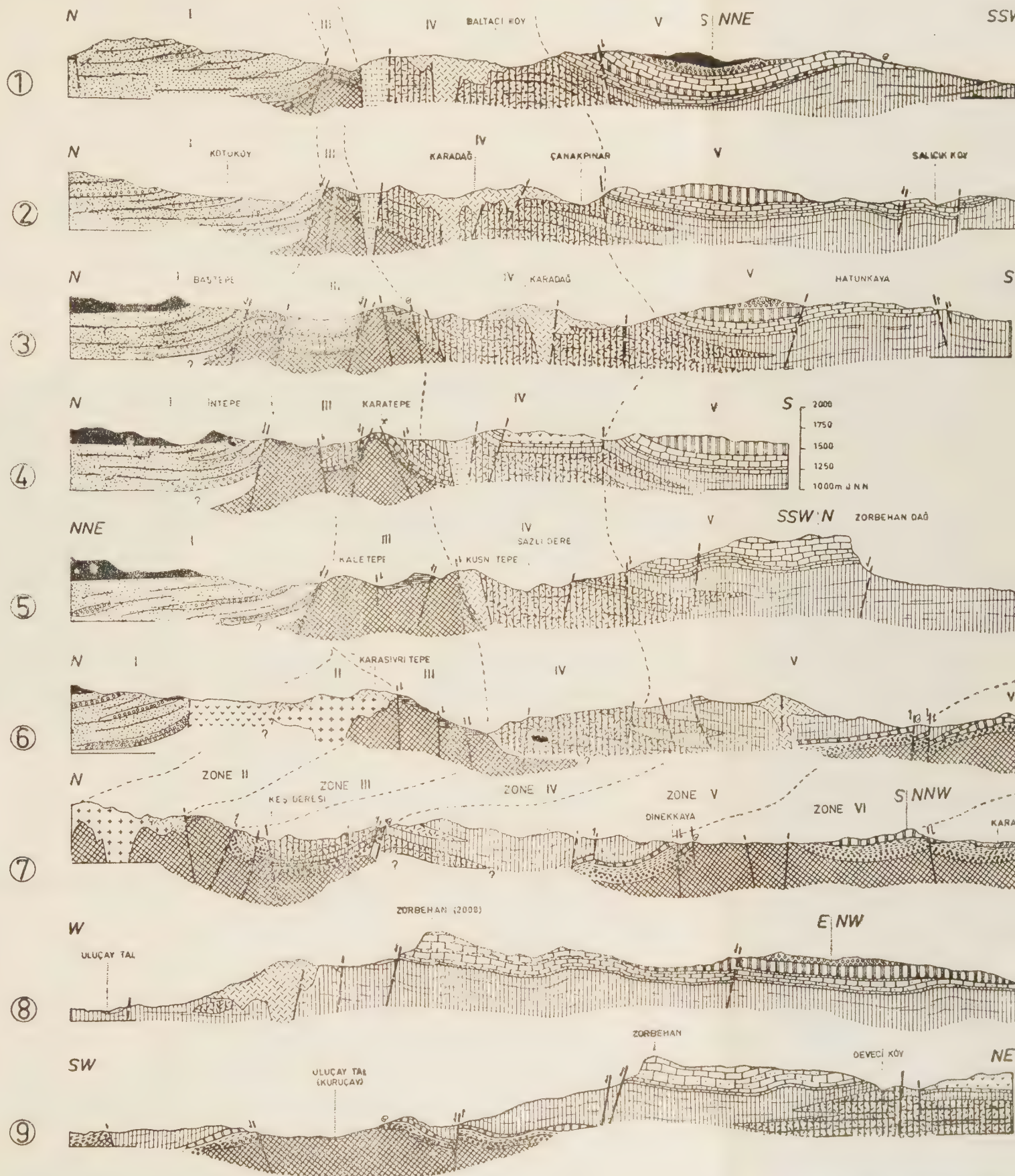
- I. Geologische Karte des Ostteils der Hekimhan-Hasançelevi-Erzzone
- II. Profilblatt zur geologischen Karte des Ostteils der Hekimhan-Hasançelevi-Erzzone
- III. Geologische Karte der Eisenerzlagerstätten (Limonit, Siderit) von Deveci
- IV. Profile zur geologischen Karte der Eisenerzlagerstätten von Deveci
- V. Bohrprofile von Deveci Erzlagerstätte
- VI. Bohrprofile von Deveci Erzlagerstätte
- VII. Bohrprofile von Deveci Erzlagerstätte

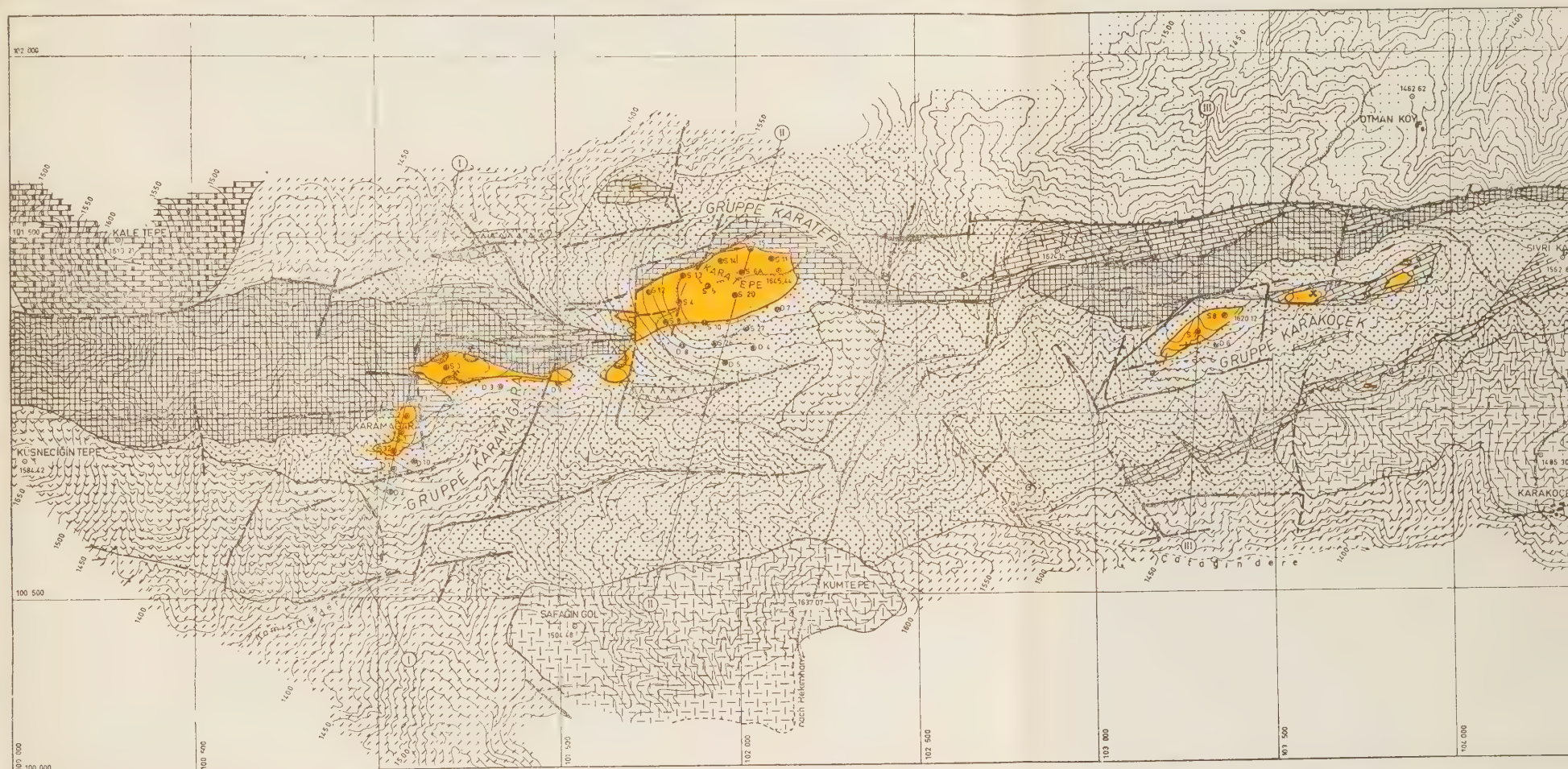
GEOLOGISCHE KARTE
DES
OSTTEILS
DER
HEKIMHAN - HASANCELEBI - ERZZONE

AUFGEKOMMEN VON KEIZDAR

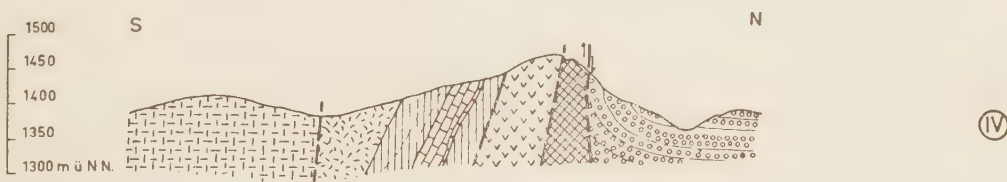
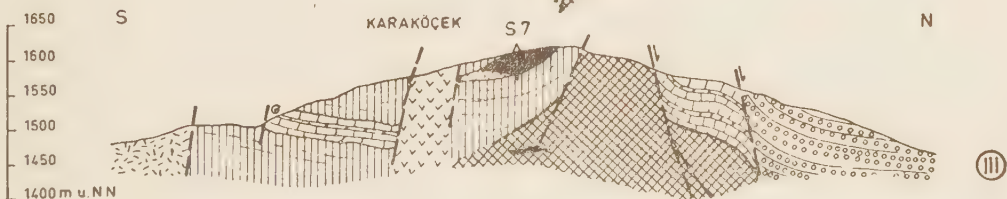
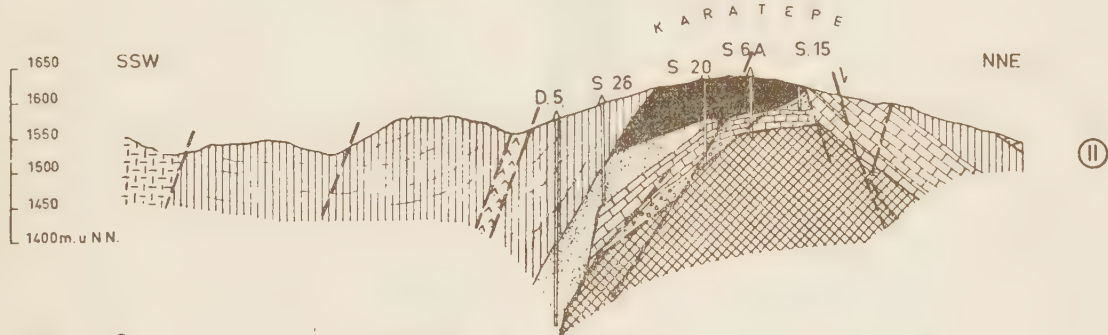
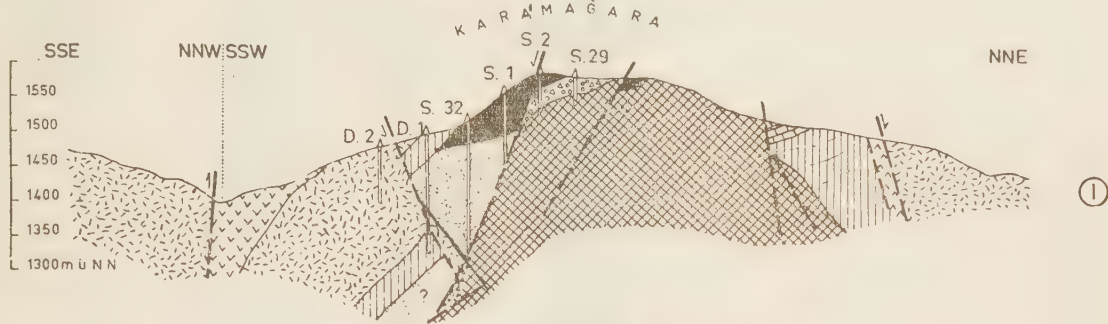
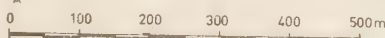
0 500 m 1 km 2 km







PROFILE ZUR GÉOLOGISCHEN KARTE DER EISENERZLAGERSTÄTTEN VON DEVECİ



L E G E N D E

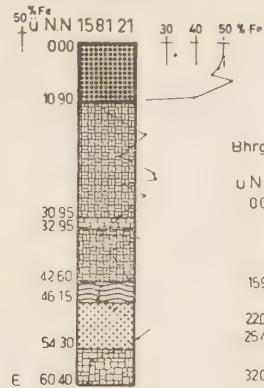
	Bunte detritische Serie Obereozän - Oligozän		Andesite		Brauneisen-Erz, (Eisenerz-Hut)
	Rudisten - Kalke, Campanien		Trachyandesite		Siderit und Ankerit
	Sandige, mergelige Oberkreide (z.T. mit Basalkongl. u. vulk. Aggl.)		Natrontrachyte		Ausgeführte Bohrungen
	Submarine Ergüsse (Diabase, vulk. Agglomerate, Spilite etc.)		Ophiolite i.e.S. (Serpentine)		Fossilfundpunkte

GRUPPE KARMAĞARA I

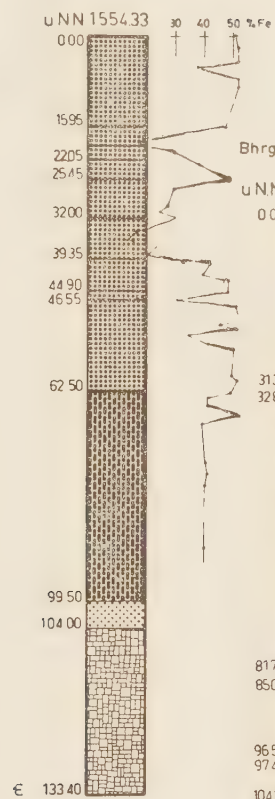
Bhrg. (S.29)



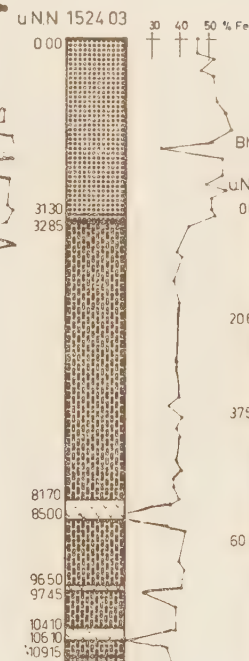
Bhrg (S 2)



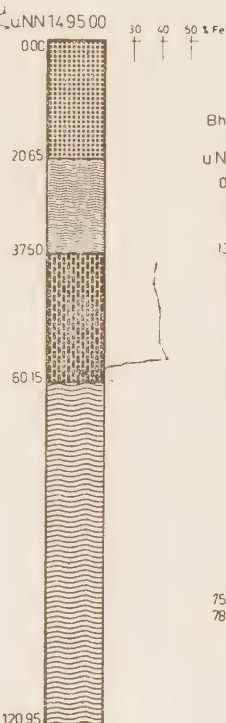
Bhrg (S 1)



Bhrg (S 32)



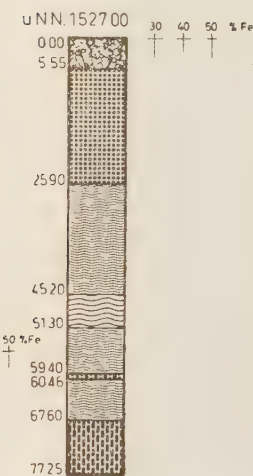
Bhrg(D-1)



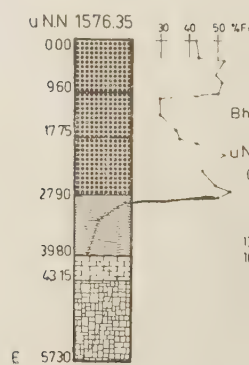
Bhrg (D-2)



Bhrg (D-10)

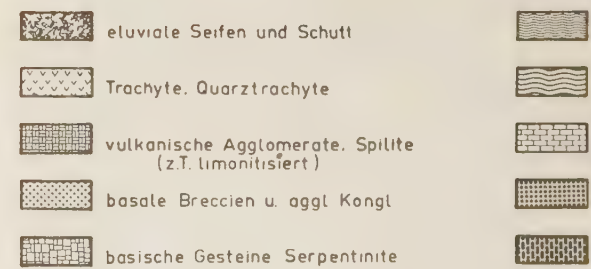


Bhrg (S.3)

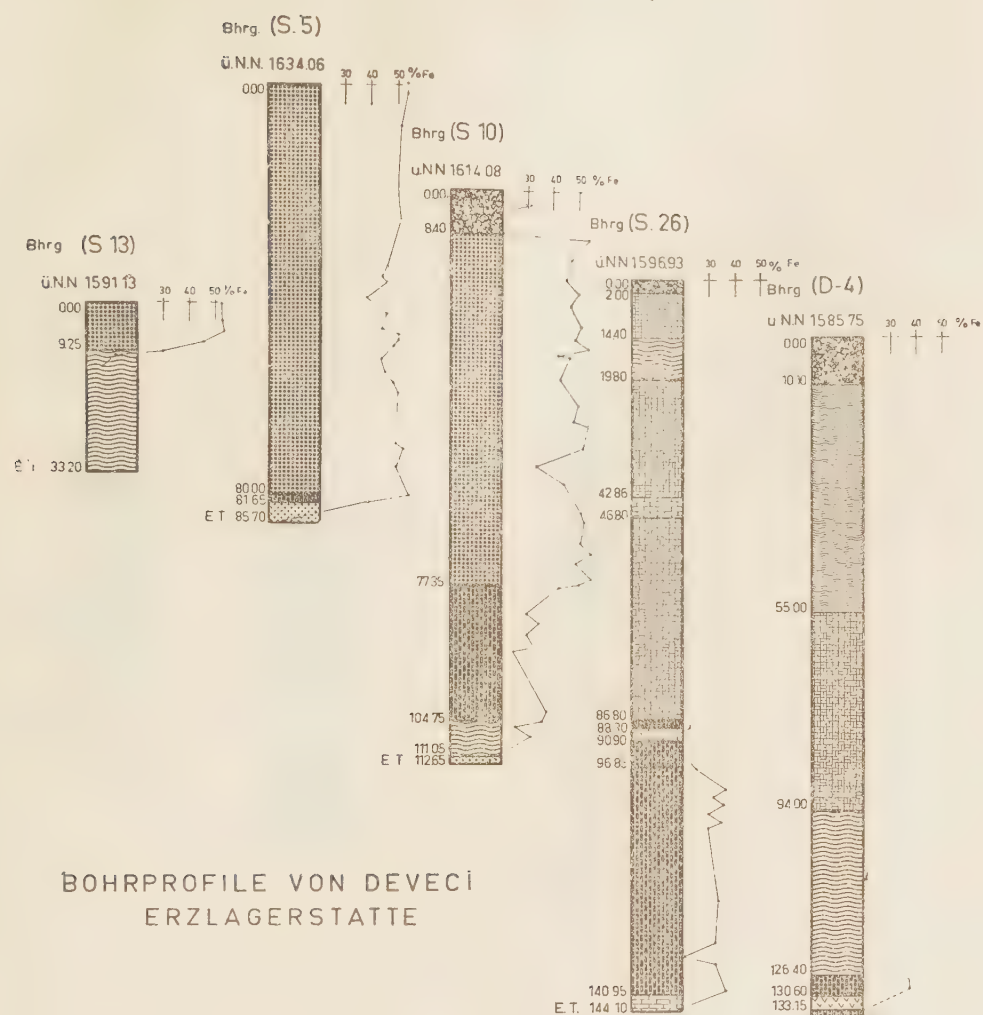


BOHRPROFILE VON DEVECİ ERZL

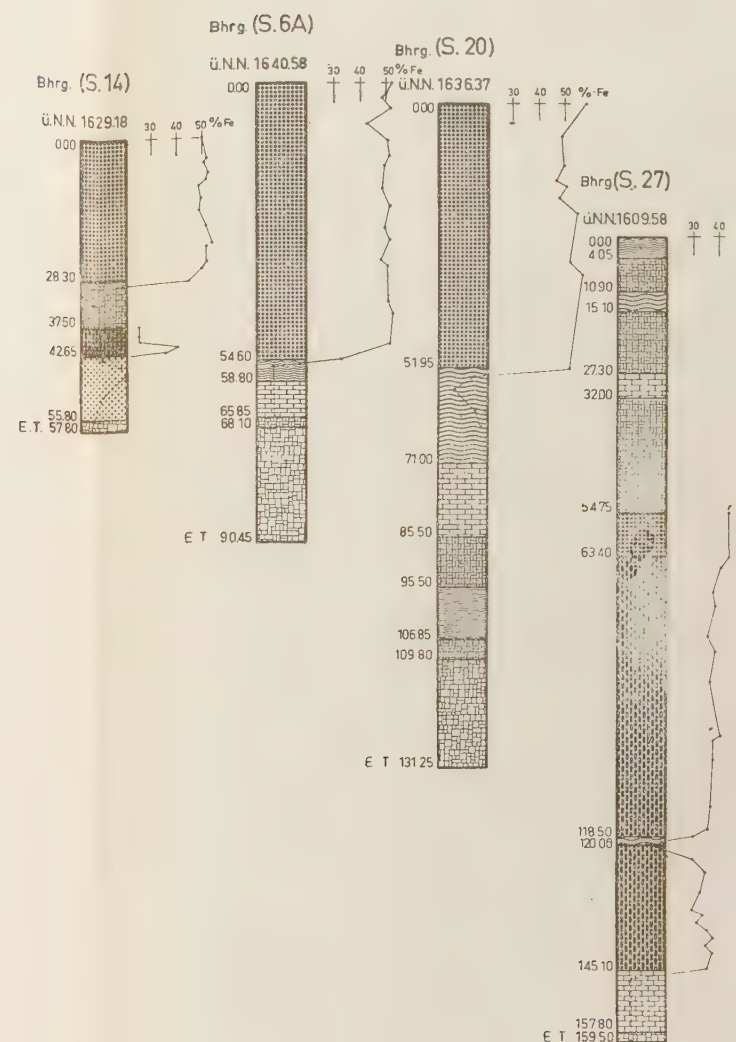
LEG E N D E



GRUPPE KARATEPE (B-PROFIL)

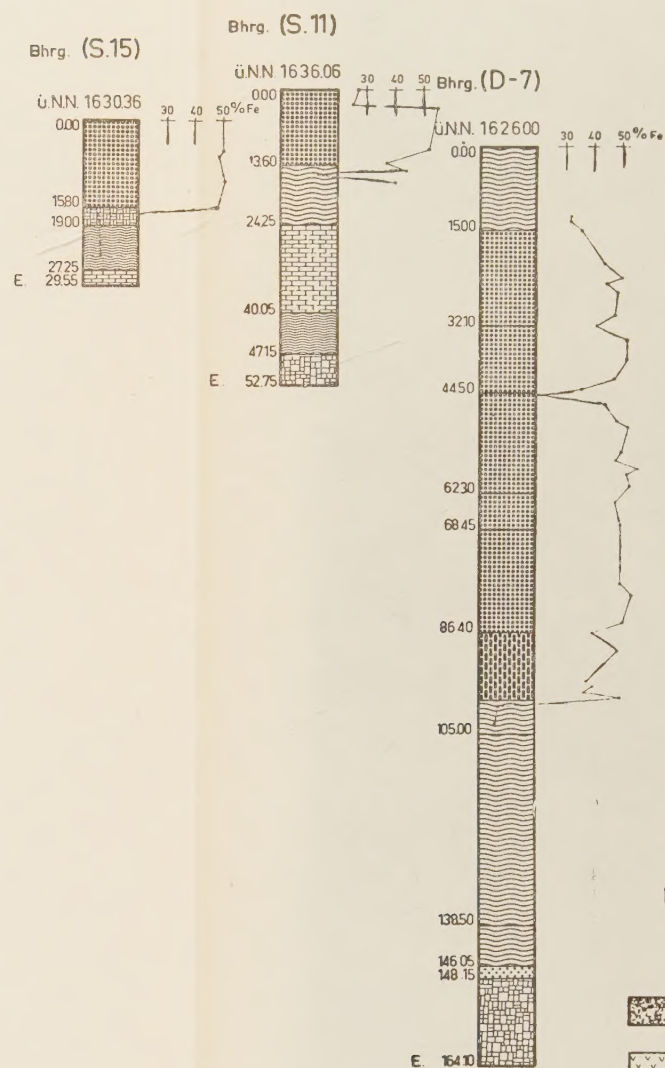
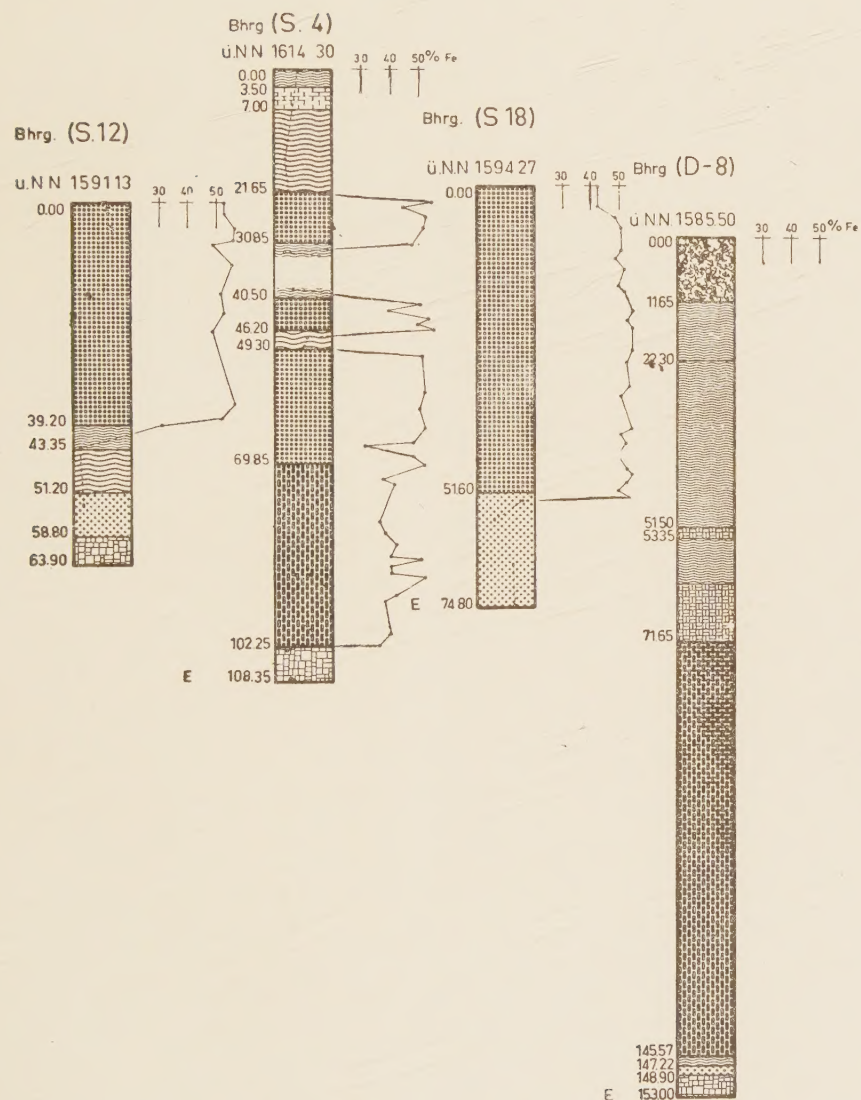


GRUPPE KARATEPE (C-PROFIL)



GRUPPE KARATEPE (D-PROFIL)

GRUPPE KARATEPE (A-PROFIL)



BOHRPROFIL

- eluviale Seifen
- Trachyte, Quarz
- vulkanische Ag (zT limon)
- basale Breccie
- basische Gesteine

M. T. A. ENSTİTÜSÜ
Matbaası - Ankara